

О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.П. Левашов^{1,2}, Н.А. Якимчук^{1,2}, И.Н. Корчагин³, Ю.М. Пищаный²

¹*Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина;*

²*Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев;*

³*Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина*

Введение. Компьютеризированные экспресс-технологии геофизических исследований, разработанные на базе геоэлектрических, сейсмоакустических и георадарных методов, позволяют оперативно и эффективно решать широкий круг экологических, инженерно-геологических, геолого-геофизических и гидрогеологических задач. В частности, с помощью технологии [1-3] успешно решались задачи картирования зон загрязнения нефтепродуктами и повышенного увлажнения грунтов, изучения оползневых процессов и провалов, обнаружения и локализации техногенных вытоков из подземных водных коммуникаций, и т.д. Ниже представлены результаты применения экспресс-технологии геоэлектрических исследований, включающей методы становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1-3], для изучения внутренней структуры кристаллического массива.

Общие сведения. В 2004-2005 г.г., в рамках проекта УНТЦ № 3187 «Обоснование возможности захоронения радиоактивных отходов в восточной части Коростенского кристаллического массива (полевые и модельные исследования)» геоэлектрические работы с использованием технологии СКИП-ВЭРЗ проведены на Вереснянской площади.

Основная задача исследований заключалась в изучении внутреннего строения кристаллического фундамента: а) обнаружение и картирование зон дробления и трещиноватости кристаллического массива; б) трассировка основных тектонических нарушений; в) выделение ненарушенных (монолитных) блоков фундамента, пригодных для строительства хранилищ радиоактивных отходов геологического типа. При проведении работ площадные геоэлектрические измерения методом СКИП выполнялись как в модификации автомобильной съёмки, так и в пешеходном варианте.

Экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ [1-3] базируются на изучении геоэлектрических параметров среды в импульсных неустановившихся геоэлектрических полях, а также квазистационарного электрического поля Земли и его спектральных характеристик над исследуемыми объектами.

Методом СКИП регистрируется процесс становления поля короткого электрического импульса в малогабаритных дипольных ферритовых антеннах. Использование в разработанной модификации метода коротких и мощных электрических импульсов дало возможность отказаться от использования длинных линий, что существенно сокращает время наблюдений в физической

точке, а, следовательно, повышает производительность и экономичность разработанной модификации становления поля в сравнении с существующими.

Зондирование ВЭРЗ основано на изучении процессов естественной поляризации среды и спектральных характеристик естественного электрического поля над объектом (залежью). Для горизонтально-слоистых разрезов эта составляющая технологии дает возможность эффективно разделять разрез в точке зондирования на отдельные стратиграфические подразделы и с высокой точностью определять глубину их залегания. Эффективность зондирования значительно повышается при наличии в районах исследований задокументированных параметрических буровых скважин, которые предоставляют возможным образом “калибровать” диаграмму зондирования – связать отдельные интервалы значений на диаграмме с соответствующими стратиграфическими разновидностями разреза.

О возможности изучения внутреннего строения фундамента геоэлектрическими методами. Опыт практического применения метода СКИП показал, что он позволяет находить и картировать по площади аномальные геоэлектрические зоны повышенной и пониженной поляризации пород. В кристаллических массивах участки повышенной поляризации могут быть связаны с неоднородностями фундамента, наличием даек, разломов, трещиноватости, зон дробления, и др. Поляризуемость зон трещиноватости, дробления и разломов существенно повышается в случаях их заполнения флюидами и газами.

Участки монолитных блоков, характеризуются пониженными значениями поляризации, и над ними наблюдается уменьшение времени становления сигналов коротких электромагнитных импульсов. Аномальные геоэлектрические зоны пониженной поляризации, выделенные по картам площадной съемки СКИП, соответствуют наименее тектонически активным участкам в пределах кристаллических массивов.

Методика ВЭРЗ позволяет эффективно выделить интервалы глубин в разрезах пород кристаллических массивов, в пределах которых расположены аномально поляризованные зоны (АПЗ), обуславливаются различными неоднородностями пород массива, в том числе тектоническими нарушениями и зонами дробления как вертикального, так и латерального заложения. По данным ВЭРЗ строятся вертикальные геоэлектрические разрезы и карты отдельных горизонтов кристаллического массива.

Методика полевых работ. При проведении съёмки методом СКИП в автомобильном варианте скорость движения автомобиля составляет 10-20 км/час. Профили съёмки прокладывались по дорогам в пределах Вереснянского участка. В процессе съёмки, каждые 0.5 секунд автоматически производился опрос GPS-приёмника и при удалении от предыдущей точки съёмки более чем 50 м компьютер запускал генератор электромагнитных импульсов. С приемной антенны в цифровом виде осуществлялась регистрация процесса становления электромагнитного поля станцией сбора и накопления геофизической информации “GEMA”. При проведении съёмки в пешеходном варианте момент генерации электромагнитных импульсов задавался вручную, через каждые 10-

20 м по профилю. Синхронно с регистрацией процесса становления выполнялась первичная обработка данных, определялись точки, принадлежащие аномальным зонам.

Для построения вертикальных геоэлектрических разрезов и карты кровли кристаллических пород выполнено зондирование ВЭРЗ по двум взаимно перпендикулярным профилям субширотного и субмеридионального направления. Пункты зондирования располагались через 500 м.

Результаты работ. *Геоэлектрическая съёмка методом СКИП.* По данным съёмки построена карта аномальных значений СКИП для Вереснянского участка (рис. 1). В центральной части участка исследований выделяется зона относительно слабых аномальных значений. В зоне минимальных значений поля СКИП выделяется наиболее стабильный блок кристаллических пород. Приблизительные размеры этого блока – 4×2 км.

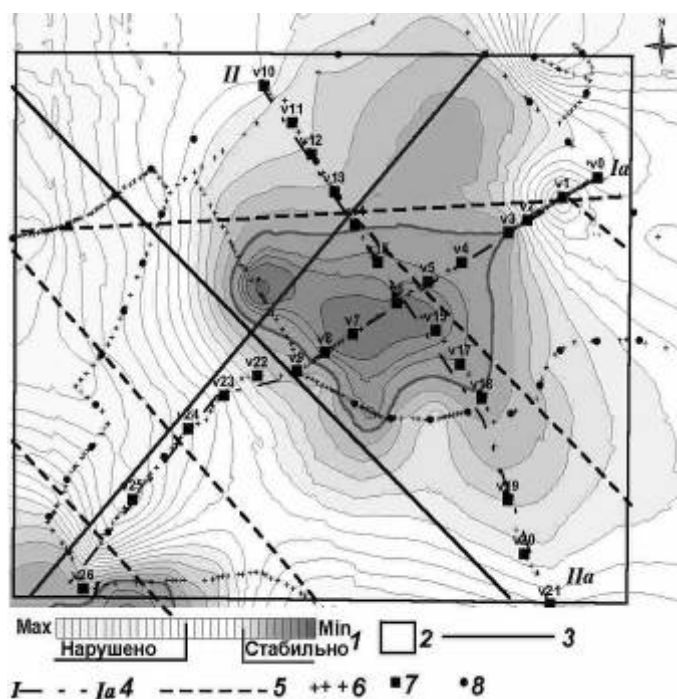


Рис. 1. Карта геоэлектрических аномалий СКИП на Вереснянском участке. 1 – шкала интенсивности аномальных значений; 2 – граница участка; 3 – линии сейсмических профилей; 4 – линии геоэлектрических разрезов по данным ВЭРЗ; 5 – зоны тектонических нарушений, выделенные по геоэлектрическим данным; 6 – пункты съёмки СКИП; 7 – точки ВЭРЗ V0-V26; 8 – точки ВЭРЗ для определения глубины залегания фундамента.

Трещиноватые зоны и зоны дробления кристаллического фундамента проявляются относительно повышенными значениями поля СКИП. Достаточно широкая зона повышенного значения поля СКИП выделяется в юго-западной части Вереснянского участка.

Определение глубины залегания кровли кристаллических пород. Глубина залегания фундамента в пределах Вереснянской площади определялась зондированием ВЭРЗ в 60 пунктах. По данным зондирования построена карта глубин до кровли кристаллического фундамента (мощности осадочного чехла). Наименьшая глубина залегания кровли кристаллических пород выявлена в центральной части участка – 165 м. В северной и юго-западной частях участка, глубина до кровли фундамента достигает 200 м. Средняя

величина мощности осадочного комплекса равна 180-185 м.

В пунктах наблюдений методом ВЭРЗ станцией GPS определялись также значения альтитуды. По этим данным вычислены абсолютные отметки залегания кровли фундамента и построена отдельная карта поверхности кристаллического массива. Приподнятый участок кристаллических пород выделяется здесь в центральной и юго-западной частях участка.

Результаты зондирования ВЭРЗ вдоль профилей № 1-1а, 2-2а. Вдоль линий профилей № 1 и 2 (рис. 1) с шагом 500 м проведено вертикальное зондирование в интервале глубин 0-5000 м в 27 пунктах. Шаг зондирования по глубине равнялся 2 м. По данным зондирования построены диаграммы ВЭРЗ, на которых выделены участки аномально поляризованных зон положительной и отрицательной поляризации АПЗ(+) и АПЗ(-). Зоны отрицательной поляризации связаны с участками относительного понижения геоэлектрического сопротивления, положительной поляризации – с участками повышенного сопротивления. Зоны нарушений пород фундамента выделялись по диаграммам зондирования на тех интервалах глубин, где амплитуда резонансной кривой превышает 40 mV.

Для пунктов зондирования № 4, 7, 8, 9, 22, 13, 17, 18 АПЗ практически не выявлены. Эти пункты расположены над ненарушенными блоками кристаллического массива. Для остальных точек зондирования на различных интервалах глубин выделены АПЗ, которые связаны с нарушенными зонами фундамента.

Построена также карта суммарных значений интенсивности абсолютных величин АПЗ. Минимальные значения суммарной интенсивности АПЗ фиксируются над ненарушенными блоками кристаллического фундамента. Такая зона выделяется в центральной части Вереснянского участка. По предварительной оценке горизонтальные размеры блока – 4×2 км.

Вертикальные разрезы по данным ВЭРЗ. По данным зондирования построены вертикальные геоэлектрические разрезы № 1-1а и № 2-2а (рис. 1, 2). На профиле №1 (рис. 2) массивный (ненарушенный) блок кристаллических пород выделен в интервале между пунктами зондирования № 23 и № 6,

(протяженность блока по профилю 2.5 км, интервал глубин – 300-4000 м), второй блок – между пунктами №4 и №3 (протяженность блока 0.5 км, интервал глубин 2000-4500 м). В юго-западной части профиля нарушенные участки фундамента

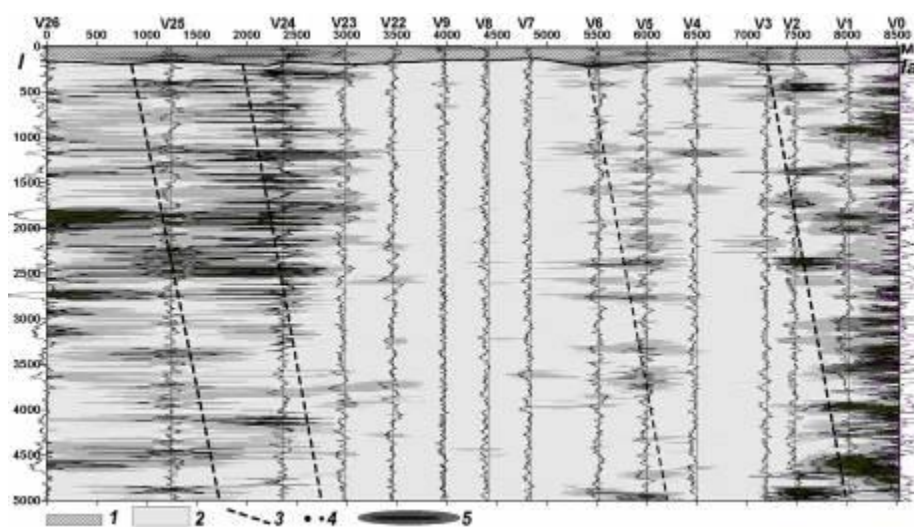


Рис. 2. Вертикальный разрез по профилю I-Ia через Вереснянскую площадь. 1 – осадочный чехол; 2 – ненарушенные зоны фундамента; 3 – зоны тектонических нарушений; 4 – точки зондирований ВЭРЗ № 0-9, 22-26; 5 – трещиноватые зоны

определены на глубинах 2000 м и 2500 м. В северо-восточной части нарушенные зоны выделены на глубинах 1000, 2000, 2500 м и на интервале от 3000 до 5000 м.

На профиле № 2 массивный блок выделен в интервале между пунктами зондирования № 11-№ 13 (протяженность блока 1 км, интервал глубин от 500 до 2000 м), второй блок – между пунктами № 17 – № 18 (протяженность блока 0.5 км, интервал глубин 300-3000 м.)

В юго-восточной части участка выделены зоны нарушений, расположенные в интервалах глубин 500-1000 м и 3000-4000 м.

Выводы. По результатам геоэлектрических исследований на Вереснянской площади Коростеньского плутона выделен и частично оконтурен блок ненарушенных пород кристаллического фундамента с горизонтальными размерами 4×2 км. Блок расположен в центральной части участка. Глубина кровли массивного блока варьирует от 300 до 500 м. На уровне поверхности кристаллического фундамента блок проявляется в виде небольшого поднятия с перепадом высот до 30 м. Подошва блока зафиксирована в интервале глубин от 2000 до 4000 м. С северной части блок ограничен субширотным тектоническим нарушением, с запада и востока – зонами дробления.

Задачи изучения внутреннего строения фундамента, выделения в нем монолитных блоков актуальны при строительстве объектов повышенного риска – атомных станций, химических и нефтеперерабатывающих заводов, хранилищ различного типа. Существенный интерес представляют также и задача выделения и картирования в теле фундамента раздробленных и нарушенных зон, а также участков пониженной скорости и плотности пород (волноводов), с которыми могут быть связаны залежи нефти и газа.

Аппаратурный комплекс вертикального электрорезонансного зондирования, позволяет строить вертикальные геоэлектрические разрезы на глубину 8000 м. Впоследствии, такие геоэлектрические разрезы могут использоваться для формирования моделей первого приближения при плотностном моделировании или же при построении магнитных моделей.

Съемка методом СКИП может использоваться для картирования разломных зон, как в осадочном чехле, так и в кристаллическом фундаменте, а также комплексироваться при решении такого типа задач с гравиметрией и магнитометрией.

Комплексирование технологии СКИП-ВЭРЗ с гравиметрическим и магнитометрическими методами (и другими!) исследований будет способствовать существенному повышению эффективности геофизических методов при решении экологических, инженерно-геологических и геолого-геофизических задач в целом.

Литература

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии // Геологический журнал. – 2003. – № 4. – С. 24-28.

2. Левашов С.П., Самсонов А.И., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М. Использование геоэлектрических методов при проведении рекогносцировочных исследований на нефть в Западном Казахстане // Геоинформатика. – 2004. – № 1. – С. 21-31.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Пищаный Ю.М., Корчагин И.Н. Аппаратурный комплекс «ГЕМА» комплексных геоэлектрических исследований и его использование для поисков скоплений углеводородов. Сборник научных трудов НГА Украины № 13, Том 4. – Днепропетровск: РИК НГА. – 2002. – С. 78-83.

ИЗУЧЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.П. Левашов^{1,2}, Н.А. Якимчук^{1,2}, И.Н. Корчагин³, Ю.М. Пищаный²

¹Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина;

²Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев;

³Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Введение. На протяжении 2001-2005 г.г. экспресс-технология геоэлектрических исследований СКИП-ВЭРЗ широко применялась для решения различных экологических, инженерно-геологических и геолого-геофизических задач. В частности, технология применялась для поисков и картирования водо-насыщенных коллекторов [1-3]. Ниже представлены результаты ее применения для картирования зон распространения минеральной воды в районе города-курорта Моршин в Западной Украине.

Общие сведения. В сентябре 2005 г. в пределах Моршинского месторождения минеральных вод выполнены геофизические исследования на трех участках. Участок № 1 (3.0 x 1.0 км) расположен в лесной зоне на правом берегу речки Бережница севернее г. Моршин. В пределах участка расположены источники минеральной воды № 1, № 2, № 3, № 4. Участок № 2 (1.5 x 0.8 км) расположен западнее г. Моршин, в его пределах имеется буровая скважина, в которой установлено наличие минеральной воды. Участок № 3 (1.2 x 0.5 км) расположен на южнее с. Лисовичи, на правом берегу речки Сукель.

В задачу исследований входило выявление и картирование зон накопления минеральной воды, установление оптимальных мест для заложения буровых скважин и строительства каптажей минеральных источников.

Естественные источники минеральных вод в районе исследований формируются за счет вытоков из пласта гравийно-галечниковых отложений, которые образуются, в основном, вдоль оврагов, пересекающих зоны максимального водонасыщения.

Во время работ проводились геоэлектрические и сейсмоакустические исследования методами становления короткоимпульсного поля (СКИП), вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) и сейсмоакустического зондирования. Съёмка СКИП использовалась для построения карт распространения минеральной воды. Методы зондирования применялись для определения глубин залегания водонасыщенных горизонтов и построения вертикальных колонок и разрезов.

Методика полевых работ. Полевая съёмка методом СКИП проводилась вдоль отдельных профилей с шагом 20-50 м. При выявлении аномальной зоны повышенной увлажненности грунтов по одному из профилей, шаг измерений уменьшался, а число профилей увеличивалось.

Через аномальные зоны, выявленные методом СКИП, проложены профили ВЭРЗ и сейсмоакустического зондирования. Сейсмоакустические исследования выполнялись с шагом 5 м. Глубина исследования ВЭРЗ и сейсмозондирования составляла 40 м. В отдельных точках ВЭРЗ выполнялось

до 500 м. Координаты точек начала и конца профилей съемки и точек ВЭРЗ определялись при помощи GPS-приемника.

Результаты геофизических работ. По данным проведенных исследований а) построены карты зон повышенного содержания минеральной воды и вертикальные разрезы через зоны повышенного обводнения грунтов; б) в районе г. Моршин выявлены и протрассированы зоны тектонических нарушений, в пределах которых отмечается максимальное водонасыщение гравийно-галечных отложений; в) выделены места оптимального заложения буровых скважин и каптажей для добычи минеральной воды; г) определены мощности водовмещающих гравийно-галечных отложений.

На участке № 1 аномальная зона повышенного содержания воды (рис. 1) залегает вдоль правого берега р. Бережница в виде полосы шириной от 100 до 250 м. Рабочие каптажи № 1, 2, 3 расположены в центральной части зоны, каптаж № 4 – на ее краю.

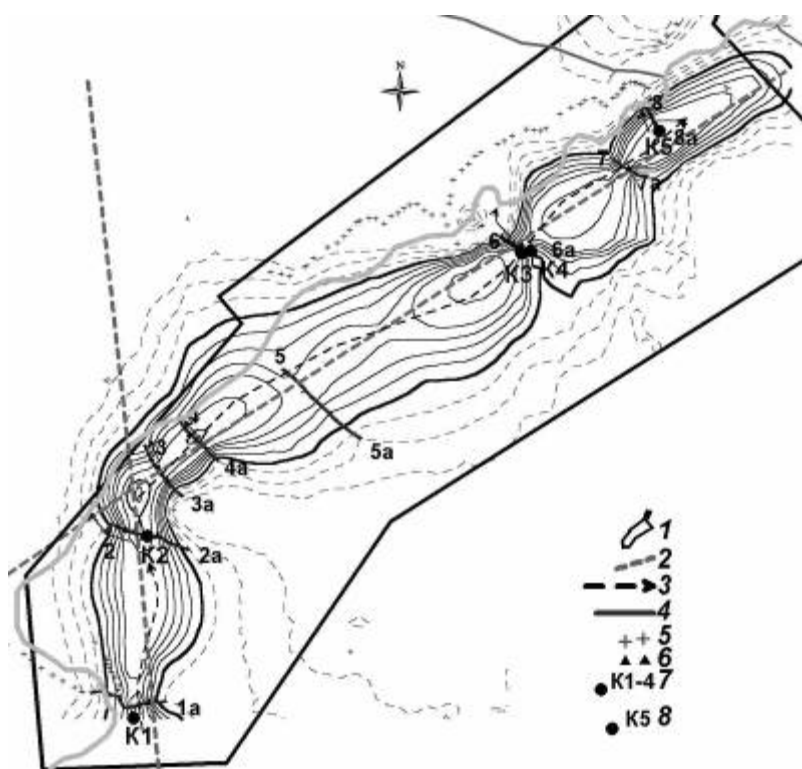


Рис. 1. Карта зоны распространения минеральной воды на участке № 1 месторождения. 1 – границы участка ; 2 – тектонические нарушения; 3 – направление миграции подземных водных потоков; 4 – линии вертикальных разрезов; 5 – пункты съемки СКИП; 6 – станции ВЭРЗ; 7 – каптажи источников № 1-4; 8 – естественный источник.

На левом берегу реки аномальные зоны не выявлены.

Закартированный участок повышенного водонасыщения связан с зонами тектонических нарушений северного и северо-восточного направлений. В этих направлениях происходит миграция подземных вод.

Вдоль берега реки со стороны леса развита сеть оврагов. При эрозионном врезе оврагов в зону повышенного обводнения наблюдаются истоки воды в виде источников или зон сильного увлажнения грунта. Для строительства каптажей необходимо выбирать места, которые расположены на левых сторонах оврагов и балок, со стороны притока подземной воды.

В северо-восточной части участка (точка К8) выявлен интенсивный подземный источник воды.

Поперек зоны повышенного обводнения пород проложены профили ВЭРЗ, вдоль которых построены схематические геологические разрезы (№ 1-8). Профили проходят через зоны каптированных источников № 1, 2, 3, 4, а также

через места, рекомендованные для сооружения новых каптажей. Во всех точках зондирования минеральная вода фиксируется в гравийно-галечных отложениях.

Профиль 1-1а, источник № 1 (К1). Каптаж расположен вблизи максимума аномальной зоны. Ширина зоны повышенного увлажнения – 150 м. Данные зондирования в районе каптажа К1: суглинки – 0-2 м; галечник – 2-9 м; минеральная вода – 4-9 м. Зоны повышенной увлажненности в нарушенных песчано-глинистых отложениях установлены в интервалах 60-64 м и 449-463 м.

Профиль 2-2а, источник № 2 (К2). Ширина зоны обводнения – 250 м. Каптаж расположен на левой стороне балки, в центре аномалии. Профиль зондирования проложен по дну балки. Данные зондирования в районе каптажа К2: суглинки – 0-2 м; галечник – 2-11 м; поверхностная вода – 2-3 м; минеральная – 3-11 м (8 м). Зона повышенной увлажненности в нарушенных песчано-глинистых отложениях установлена в интервале 11-462 м.

Источник № 2 расположен в зоне пересечения двух тектонических нарушений, меридионального и северо-восточного направлений. Здесь имеет место вертикальная миграция минеральных вод через зону дробления пород из нижних горизонтов в гравийно-галечный горизонт. Далее, происходит латеральная миграция воды в северо-восточном направлении.

Профиль 3-3а проложен по дну балки. Ширина зоны обводнения – 150 м. Точки ВЭРЗ № 4 и № 5 размещены в центральной части зоны аномалии. Данные ВЭРЗ для точки № 4: суглинки – 0-2.5 м; галечник – 2.5-10 м; поверхностная вода 2.5-4.5 м; минеральная – 4.5-10 м. Зоны увлажнения в песчано-глинистых отложениях установлены в интервалах 62-64 м и 449-461 м.

Профиль 4-4а привязан к точке зондирования № 6. Ширина зоны обводнения – 180 м. Данные ВЭРЗ для точки № 6: суглинки – 0-3 м; галечник 3-12 м; поверхностная вода – 2-2.5 м; минеральная вода – 2.5-12 м.

Профиль 6-6а. Источники № 3, 4. Ширина аномальной зоны – 70 м. Данные зондирования в районе каптажа К3: суглинки – 0-4 м; галечник – 4-15 м; поверхностная вода – 4-4.5 м; минеральная – 4.5-15 м. Данные ВЭРЗ в районе каптажа К4: суглинки – 0-4 м; галечник – 4-15 м; поверхностная вода – 4-7 м; минеральная вода – 8-15 м. Для нормального функционирования каптажа № 4 отбор воды должен быть оборудован на глубине 8 м и ниже.

Профиль 7-7а проложен по склону горы, вне овражной части. Ширина аномальной зоны – 80 м. Данные ВЭРЗ для точки № 9: суглинки – 0-10.5 м; галечник – 10.5-16.5 м; поверхностная вода – 7.5-10.5 м; минеральная вода – 10.5-16.5 м. Зоны повышенной увлажненности в нарушенных песочно-глинистых отложениях установлены в интервалах 60-66 м и 458-483 м.

Профиль 8-8а проложен вдоль ручья, который вытекает из интенсивного источника. Ширина аномалии – 130 м. Данные ВЭРЗ для точки № 9: суглинки – 0-1 м; галечник – 1-11 м; поверхностная вода – 0-1 м; минеральная вода 1-11 м.

Участок № 2 пересекают две балки. В борту одной из них пробурена скважина, которая вскрыла пласт с минеральной водой. Съёмкой СКИП на площади выделена аномальная зона повышенного водосодержания (**рис. 2**), которая протягивается с юго-запада на северо-восток. Миграция подземных вод происходит в северо-восточном направлении вдоль тектонически ослабленной зоны. Эрозионные врезы балок пересекают зону, вскрывая гравийно-галечный

горизонт, из которого часть воды поступает в ручьи. Через аномалию построены два вертикальных разреза по профилям № 1-1а и № 2-2а.

Результаты ВЭРЗ в районе скважины. Основные горизонты по данным ВЭРЗ: суглинки – 0-9 м; галечник – 9-21 м; поверхностная вода – 7-15 м;

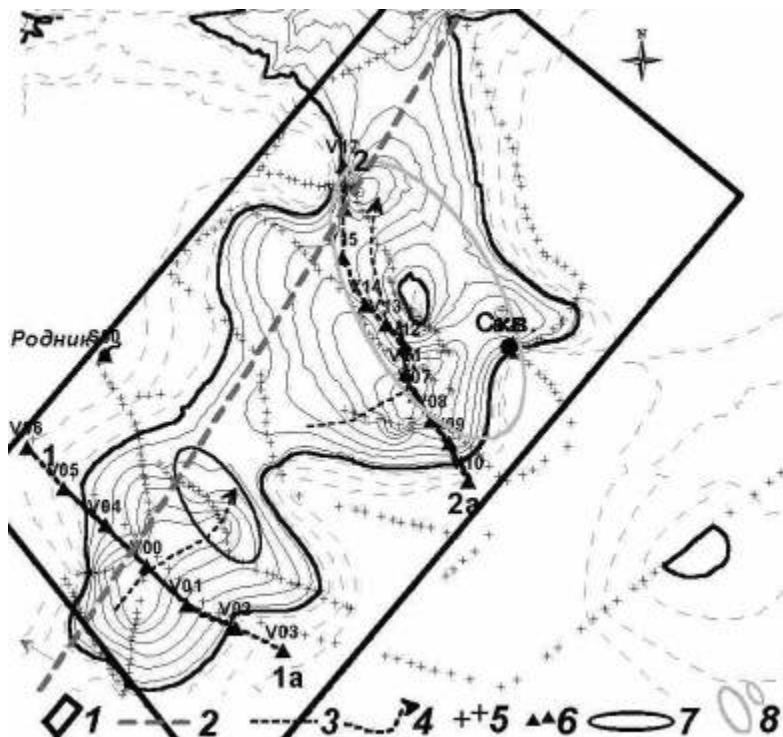


Рис. 2. Карта зоны распространения минеральной воды на участке № 2 месторождения. 1 – границы участка исследований; 2 – тектонические нарушения; 3 – профили вертикальных разрезов 1-1а, 2-2а по данным ВЭРЗ; 4 – направление миграции подземных водных потоков; 5 – пункты съемки СКИП; 6 – станции ВЭРЗ; 7 – контур зоны распространения минеральной воды; 8 – рекомендованные участки для заложения буровых скважин на воду; 9 – направление миграции подземных водных потоков.

13-25 м (12 м).

Зона повышенной увлажненности в песчано-глинистых отложениях установлена в интервале 25-67 м. В этом месте существует восходящий вертикальный поток воды. Данное место, а также зона ниже по склону балки, является оптимальным для заложения буровой скважины на воду.

Участок № 3 расположен вдоль правого берега г. Сукель. Аномальная зона состоит здесь из двух расходящихся рукавов. Основной участок зоны простирается в северном направлении вдоль тектонически ослабленной зоны. В этом же направлении происходит миграция воды подземных водных потоков.

Вдоль берега речки по профилю 1-1а проведено сейсмоакустическое и электрорезонансное зондирование. В точках ВЭРЗ № 114 и № 84 зарегистрированы локальные экстремумы аномалии. Геологические границы для этих точек: ВЭРЗ № 114 – суглинки – 0-4.5 м; галечник – 4.5-11 м; поверхностная

минеральная вода – 15-21 м. Зона повышенной увлажненности в нарушенных песчано-глинистых отложениях установлена в интервале 65-71 м (6 м).

Профиль 1-1а проложен вдоль дороги. Ширина аномальной зоны вдоль профиля – 350 м. В центральной части аномалии разрез представлен так: суглинки – 0-9 м; галечник – 9-15 м; минеральная вода – 9-15 м (6 м).

Профиль 2-2а. Ширина аномальной зоны вдоль профиля – 600 м. Точки ВЭРЗ 11 и 07 размещены вблизи максимума аномалии. В этом месте наибольшая мощность водного горизонта: суглинки – 0-13 м; галечник – 13- 25 м; поверхностная вода – 4- 13 м; минеральная вода –

вода – 3-4.5 м; минеральная – 4.5-11 м; ВЭРЗ № 84 – суглинки – 0-4.5 м; галечник – 4.5-11 м; поверхностная вода – 4-7.5 м; минеральная – 7.5-11 м (3.5 м). Район точек ВЭРЗ № 114 и № 84 является оптимальным для заложения добывающих буровых скважин.

Общие результаты геофизических работ. В результате проведенных исследований на трех участках установлено, что Моршинские минеральные воды залегают в основном вдоль тектонически нарушенных зон. Гравийно-галечные отложения в верхней части разреза являются своеобразным накопительным резервуаром, в который минеральные воды поступают за счет вертикальной миграции из нижних горизонтов. Участки вертикальной миграции установлены в районе каптажа № 2 (К2, участок 1) и в центральной части участка № 2. Вертикальная миграция происходит в зонах максимального дробления пород и пересечения тектонических нарушений.

Дополнительные исследования проведены также с целью трассировки зон тектонических нарушений за пределами трех участков. Это позволило построить общую карту тектонически нарушенных зон в районе г. Моршин. Выделены три основные нарушения, вдоль которых происходит миграция минеральной воды. Особый интерес представляет субмеридиональное нарушение, которое проходит восточнее от г. Моршин, через с. Лисовичи, лесную зону и через зону источника № 2 на участке № 1. Вдоль линии тектонического нарушения образовался целый ряд балок. Эрозионные врезы балок пересекают линию тектонически нарушенной зоны и могут вскрывать гравийно-галечный горизонт, по которому осуществляется миграция минеральных вод. Данная зона представляет интерес для проведения работ по поиску и разведке источников минеральной воды в районе г. Моршин.

Выводы. По данным геофизических исследований на участках № 1-3 выделены и закартированы зоны распространения минеральных вод. Определены места максимального водонасыщения отложений гравийно-галечного горизонта. Установлено, что основные залежи минеральной воды расположены вдоль зон тектонических нарушений. Гравийно-галечный пласт является накопительным резервуаром минеральных вод, которые поступают с глубин 450-460 м. В пределах участков № 1 и № 2 определено несколько мест вертикальной миграции воды из нижних горизонтов.

Представлены рекомендации по местам оптимального расположения буровых скважин и каптажей для добычи Моршинской минеральной воды.

Литература

1. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Использование геоэлектрических методов для поиска и картирования водоносных коллекторов / Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии. Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Г.В. Богомолова, Минск 1 – 3 июня 2005 г. В двух томах. Том 1. – С. 137-139.
2. *Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Pyschaniy Ju.M., Yakymchuk Ju.N.* The searching and mapping the water-saturated rock by geoelectric methods. 67nd EAGE Conference and Technical Exhibition. Madrid, Spain, 13 – 16 June 2005. CD-ROM Abstracts volume, 4 pages.

3. *Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N., Pyschaniy Ju.M., Yakymchuk Ju.N.* The water-saturated rock searching and mapping by geoelectric methods. The 4th Balkan Geophysical Congress – International Conference of Applied Geophysics and Earth Physics, Bucharest Romania, 9-12 Oct. 2005. Extended Abstracts compact disk. 4 pages.

О ВОЗМОЖНОСТИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПО ГЛУБИНЕ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

П.С. Мартышко, И.Л. Пруткин

(Институт геофизики УрО РАН)

Нами была предпринята попытка использовать методику, ранее успешно применявшуюся для обработки гравитационных измерений [1], для обработки магнитных данных. Прежде всего, напомним методику разделения источников поля.

При разделении источников потенциального геофизического поля по глубине решается задача о выделении эффекта от источников в слое от земной поверхности до некоторой глубины H . Слой ограничен по горизонтали пределами исследуемой площади, поэтому необходимо устранять влияние боковых источников. Умея решать описанную задачу, можно найти поле от полупространства ниже глубины H , а также эффект от горизонтального слоя между фиксированными глубинами.

Для решения упомянутой выше проблемы применялась следующая методика. Поле сначала продолжается вверх на уровень H , при этом влияние приповерхностных источников если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Искажения, связанные с этой процедурой, наиболее велики вблизи границы области вследствие интегрирования не по бесконечной плоскости, а по конечной области. С целью уменьшения искажений из измерений предварительно были вычтены значения функции, которая представляет собой решение плоской задачи Дирихле, то есть функции, удовлетворяющей в исследуемой области двумерному уравнению Лапласа и принимающей на границе области те же значения, что и заданное поле. На наш взгляд, эта функция вполне может использоваться в качестве поля боковых источников. Гармоническая в области функция, как известно из вариационного исчисления, минимизирует в ней интеграл от квадрата градиента. Требование минимума такого функционала соответствует представлениям о плавном изменении регионального фона внутри области. Поскольку предполагается, что поле искомого объекта достаточно прослежено, остаточная аномалия на границе области должна быть близка к нулю. Кроме того, гармоническая в области функция не имеет внутри нее экстремумов и, следовательно, не может стать причиной появления ложных аномалий. С помощью полиномов невысокой

степени, успешно применяемых в качестве регионального фона в двумерном случае, весьма сложно удовлетворить всем упомянутым требованиям при обработке измерений на площади. При использовании гармонической в области функции, принимающей на границе те же значения, что и заданное поле, необходимые требования оказываются выполненными.

При пересчете вверх остаточного поля использовалась формула Пуассона, дающая решение задачи Дирихле для полупространства:

$$U(x', y', H) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty-\infty}^{\infty \infty} \frac{H}{((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2)^{3/2}} U(x, y, 0) dx dy \quad (1)$$

В формуле (1) функция $U(x, y, 0)$ - разность заданных значений поля и решения плоской задачи Дирихле на дневной поверхности, левая часть - найденные значения поля на плоскости $z = H$ в верхнем полупространстве.

Чтобы окончательно избавиться от источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H , пересчитанное вверх поле было затем продолжено вниз на глубину H . При этом соотношение (1) используется в качестве интегрального уравнения, в котором теперь функция $U(x', y', H)$ задана, в ядре H заменяется величиной $2H$, а искомым решением является функция $U(x, y, -H)$. Решение уравнения 1-го рода (1) представляет собой некорректную задачу, что делает необходимым использование одного из методов регуляризации. Оператор уравнения (1) является положительно определенным и самосопряженным, поэтому можно использовать схему М. М. Лаврентьева [1] и вместо уравнения $Kw = U$, которое является операторной записью соотношения (1), решать регуляризованное уравнение $(K + \alpha E)w = U$ при подходящем выборе параметра регуляризации. Особенности найденной функции $U(x, y, -H)$ лежат глубже H , выше этого уровня она является гармонической, в связи с чем можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумму этого поля, пересчитанного на дневную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле мы использовали как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и полученного поля сторонних источников использовалась нами в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H .

Обсудим проблемы, связанные с применением методики для обработки магнитных данных. Как известно, поле точечного источника в магнитном случае имеет более сложный характер, чем в гравитационном: при удалении от максимума поле Z переходит через 0, а затем медленно возрастает от отрицательных значений к нулю. Возможно наложение на минимум максимума от соседнего источника. Обычно измеренное магнитное поле является гораздо более градиентным, чем гравитационное. Поле глубинных источников часто

практически неразличимо из-за большого количества аномалий от приповерхностных локальных магнитных объектов. С другой стороны, магнитный потенциал и его производные являются гармоническими в верхнем полупространстве, поэтому при пересчете магнитного поля вверх также может использоваться формула Пуассона (1).

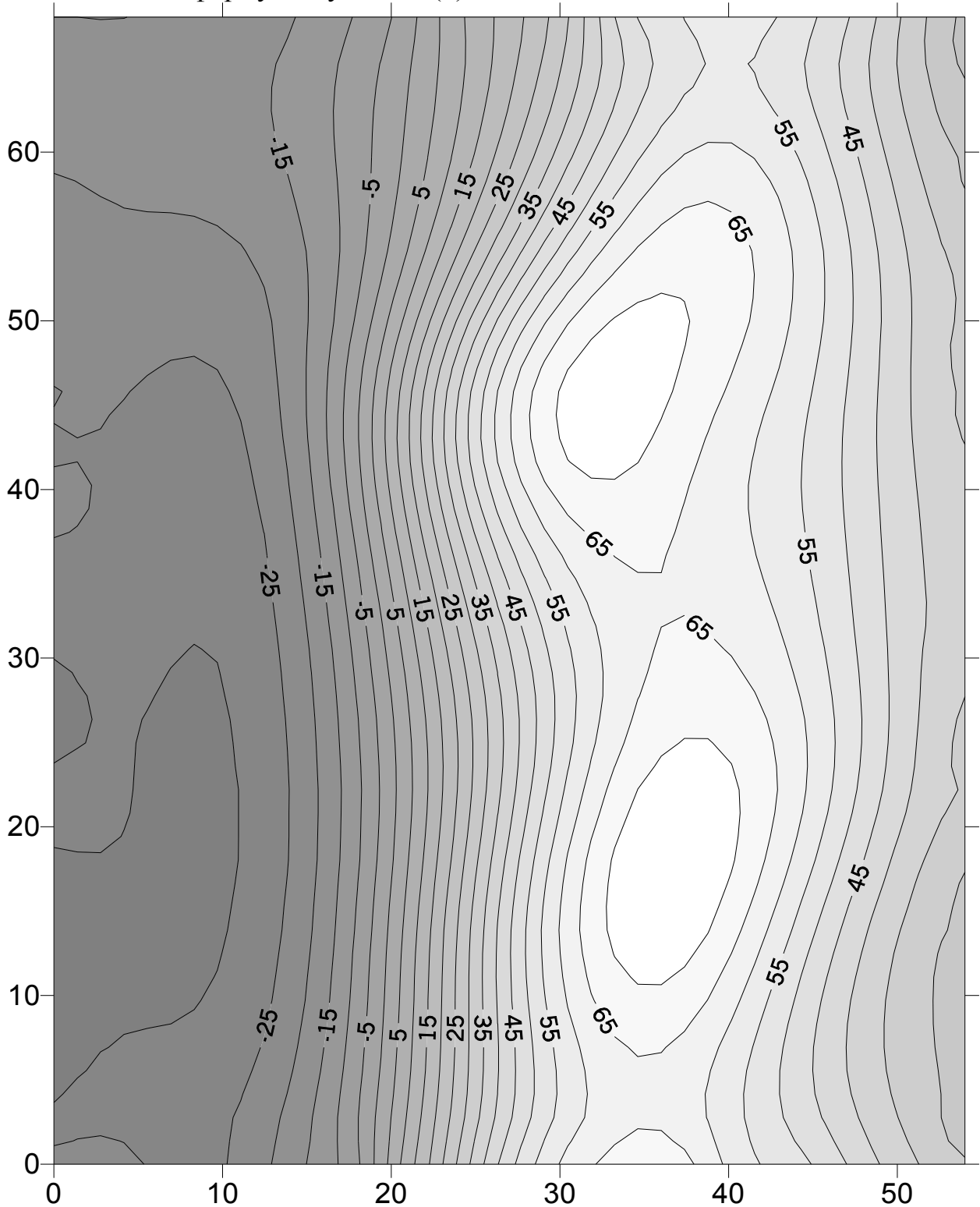


Рис. 1
Гравитационное поле

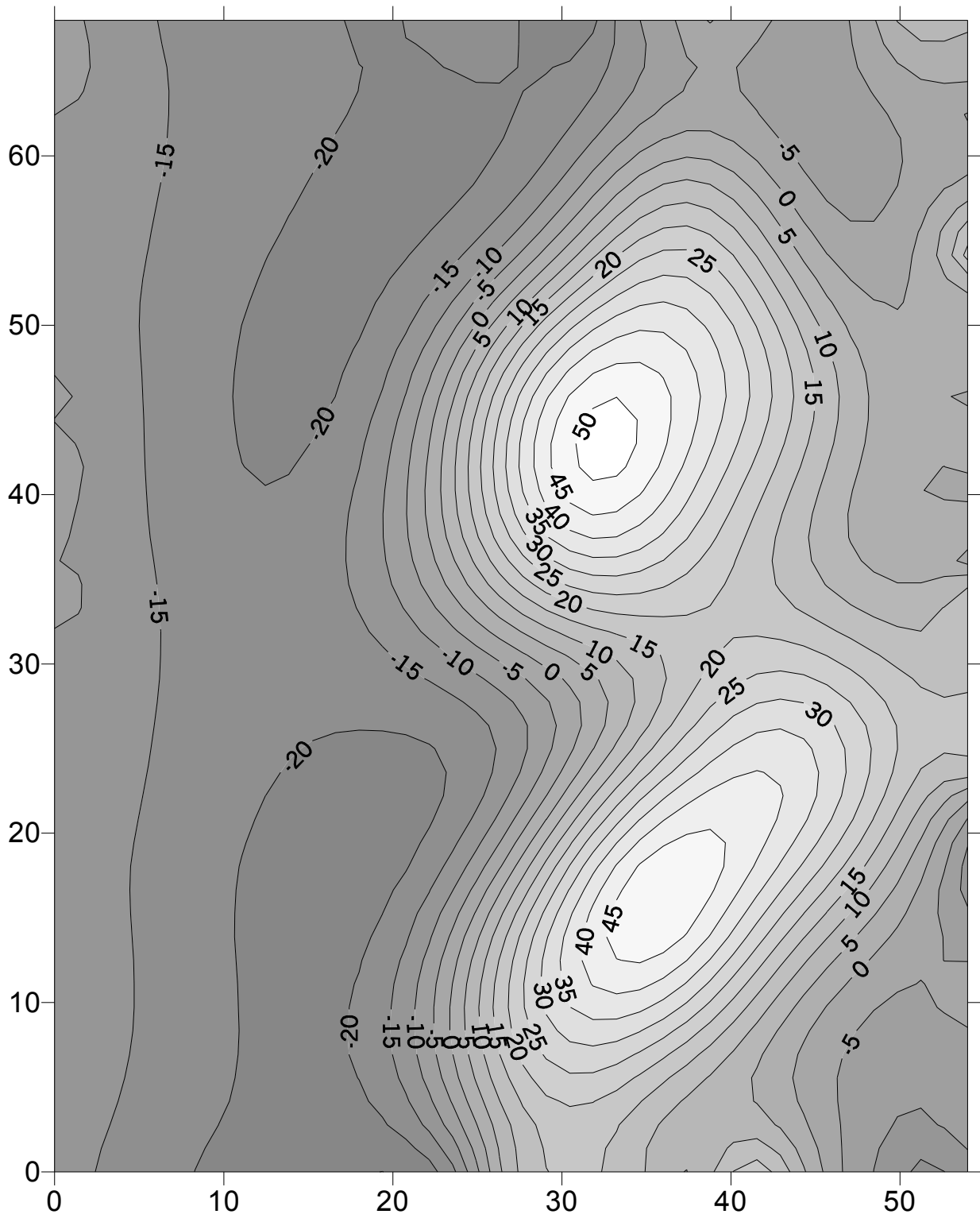


Рис. 2
Магнитное поле

Нами был проведен ряд вычислительных экспериментов с целью выяснения возможностей предлагаемой методики для разделения по глубине источников магнитного поля. Оказалось, что весьма полезно для предварительного сглаживания поля провести его осреднение с окном, размеры которого значительно меньше значения H , используемого при обработке. Опробование проводилось на практическом материале по площади на Среднем Урале, на которой имелись как магнитные, так и гравитационные измерения.

Применение методики привело к целому ряду любопытных результатов. При малых значениях H магнитные и гравитационные поля от источников в полупространстве ниже глубины H значительно отличались. По-видимому, это позволяет сделать вывод о различной природе приповерхностных источников гравитационных и магнитных аномалий. При использовании значения $H = 5$ км обнаружилось, что поле от глубинных объектов, как в гравитационном, так и в магнитном случае имеет одинаковый характер: наблюдаются два максимума, положение которых качественно совпадает (см. рис. 1 и рис. 2 – значения в мгл и нТл, соответственно). Возможно, поля обусловлены глубинной границей раздела, на которой наблюдается скачок как плотности, так и магнитной восприимчивости.

Весьма интересным представляется последовательное устранение источников при увеличении значения H . Если источник присутствует в поле от полупространства ниже глубины H_1 и практически исчезает при использовании значения H_2 , где $H_2 > H_1$, то можно предполагать, что он локализован в горизонтальном слое между глубинами H_1 и H_2 . Это обстоятельство позволяет разделить по глубине источники поля.

Список литературы

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, т. 25, № 3.2003. С.159-168.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ СОЛЯНОКУПОЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

А.В. Матусевич

РГП «Специализированное гравиметрическое предприятие», Алматы, Казахстан

Еще на заре применения трансформаций гравитационного поля для его геологической интерпретации действие площадного осреднения в пределах круга с радиусом R считалось равносильным «раскатыванию» аномальных масс в плоский диск, радиусом и высотой, равными R (А.Н. Тихонов, Ю.Д. Буланже, 1945 г.). Это на первый взгляд вполне логичное утверждение строго не доказано, более того нетрудно показать, что для многих моделей оно вообще ошибочно. Однако для некоторых геолого-геофизических условий, по крайней мере, в первом приближении оно может выполняться. Для этого класса моделей будем считать, что в результате осреднения аномалии, связанные с неоднородностями до глубины R в значительной степени «подавлены», то есть амплитуды их снижены. Было установлено, что эффект подавления аномалий («раскатывания» масс) увеличивается, при многократном осреднении поля в скользящем окне.

Выполним n последовательных осреднений гравитационного поля с увеличением размеров скользящего окна на постоянную величину $2 \cdot dH$, начиная с $2 \cdot dH$, каждый раз сглаживая поле U_i , полученное в предыдущем цикле осреднения. В результирующей серии составляющих гравитационного поля будут подавлены аномалии, обусловленные неоднородностями верхней толщи разреза мощностью $i \cdot dH$, где i – порядковый номер осреднений. В разностных полях $dU_i = U_i - U_{i+1}$ подавлены аномалии от неоднородностей выше $i \cdot dH$ и глубже $(i+1) \cdot dH$ и, как следствие, преобладают аномалии от $(i+1)$ -ого слоя мощностью dH . Не трудно заметить, что в результате выполнена полосовая фильтрация исходного поля. Если каждую из вычисленных трансформант отнести к горизонтальной плоскости на уровне глубин $i \cdot dH$, то полученный набор числовых матриц можно рассматривать, как объемную числовую модель гравитационного поля.

На рисунке 1а показан разрез объемного гравитационного поля по профилю, расположенному в центральной части Прикаспийской впадины ($dH=0.5$ км). На разрезе четко выделяется зона чередующихся интенсивных минимумов и максимумов, которые в нижней части разреза переходят в относительно спокойное поле. Это однозначно соответствует разделению геологического разреза на солянокупольный структурно-тектонический этаж и подсоловой комплекс отложений, поэтому рассматриваемые локальные аномалии назовем аномалиями солянокупольного типа. На разрезе вынесены данные сейсморазведки - подсоловой горизонт П1, и кровля соли в сводах куполов (на склонах и в межкупольных зонах отражения от кровли соли прослеживаются неуверенно). Минимумы хорошо согласуются с соляными

куполами, однако глубина до кровли соли в сводах куполов не всегда удовлетворительно совпадает с верхней границей отрицательного поля.

Напомним, что исходный постулат о размерах диска, в пределах которого «раскатываются» аномальные массы не строг, поэтому удовлетворительное соответствие минимумов объемного гравитационного поля глубинам залегания соляных куполов наблюдается далеко не всегда. Вертикальная ось объемной модели гравитационного поля только по направлению соответствует глубине, что касается величинам глубин, то она отображает их в общем случае столь приближенно, что их следует отождествлять с глубинами весьма условно, поэтому следует называть их псевдоглубинами. Рассмотрим возможность преобразования объемной модели гравитационного поля таким образом, чтобы псевдоглубины максимально приблизились к истинным глубинам. Соответствие зоны локальных аномалий солянокупольному структурному этажу позволило разработать алгоритм глубинной увязки объёмной модели поля с геологической средой. Исходными данными для такой увязки является первый подсолевой горизонт, подошва покровных отложений и нижняя граница аномалий солянокупольного типа.

На рисунке 1б показано улучшение соответствия гравитационного поля строению солянокупольного структурного этажа. Кровля соли в сводах куполов с высокой точностью совпадает с верхней границей соответствующих минимумов, улучшение этого соответствия особенно проявилось на куполах вблизи пикетов 70 и 87. Подсолевое ложе совпадает с нижней границей аномалий солянокупольного типа. Такое преобразование гравитационного поля облегчает использование его для построения непрерывной вдоль всего профиля верхней границы соленосных отложений.

Представление результатов фильтрации в виде увязанных по глубине вертикальных разрезов, облегчающее геологическую интерпретацию гравитационного поля, правомерно назвать **гравиметрическим изображением геологической среды**. Интересно, что такой подход вполне приемлем и для магнитного поля. В связи с этим рассмотрим один пример. Аномалии магнитного поля Прикаспийской впадины в основном связаны с неоднородностями кристаллического фундамента. По мнению многих исследователей, они обусловлены интрузивными телами, которые частично могли внедряться в нижние части разреза осадочного чехла. Наиболее глубокий горизонт, из прослеживаемых сейсморазведкой в осадочных отложениях Прикаспийской впадины, стратифицируется как девонский (ПЗ). В некоторых частях региона горизонт ПЗ приближается и сливается с поверхностью фундамента. Учитывая это, результаты объемного преобразования магнитного поля в первом приближении можно увязывать с горизонтом ПЗ. На рисунке 2 показано **грави-магнитное изображение геологической среды** по одному из разрезов в южной части Прикаспийской впадины. Верхняя часть разреза, между подошвой юрских отложений (горизонт V) и подсолевым ложем (П1), совмещена с объемным гравитационным полем, которое отображает строение солянокупольного структурного этажа. В низах разреза (ниже горизонта ПЗ, включая фундамент) показано объемное магнитное поле, полученное в результате преобразований данных аэромагнитной съемки по методике,

разработанной нами для гравитационного поля. Объем статьи не позволяет углубляться в геологическую интерпретацию приведенного разреза. Поэтому здесь лишь показываем удобство интерпретации гравимагнитных материалов, представленных в виде разрезов полей, увязанных по глубине.

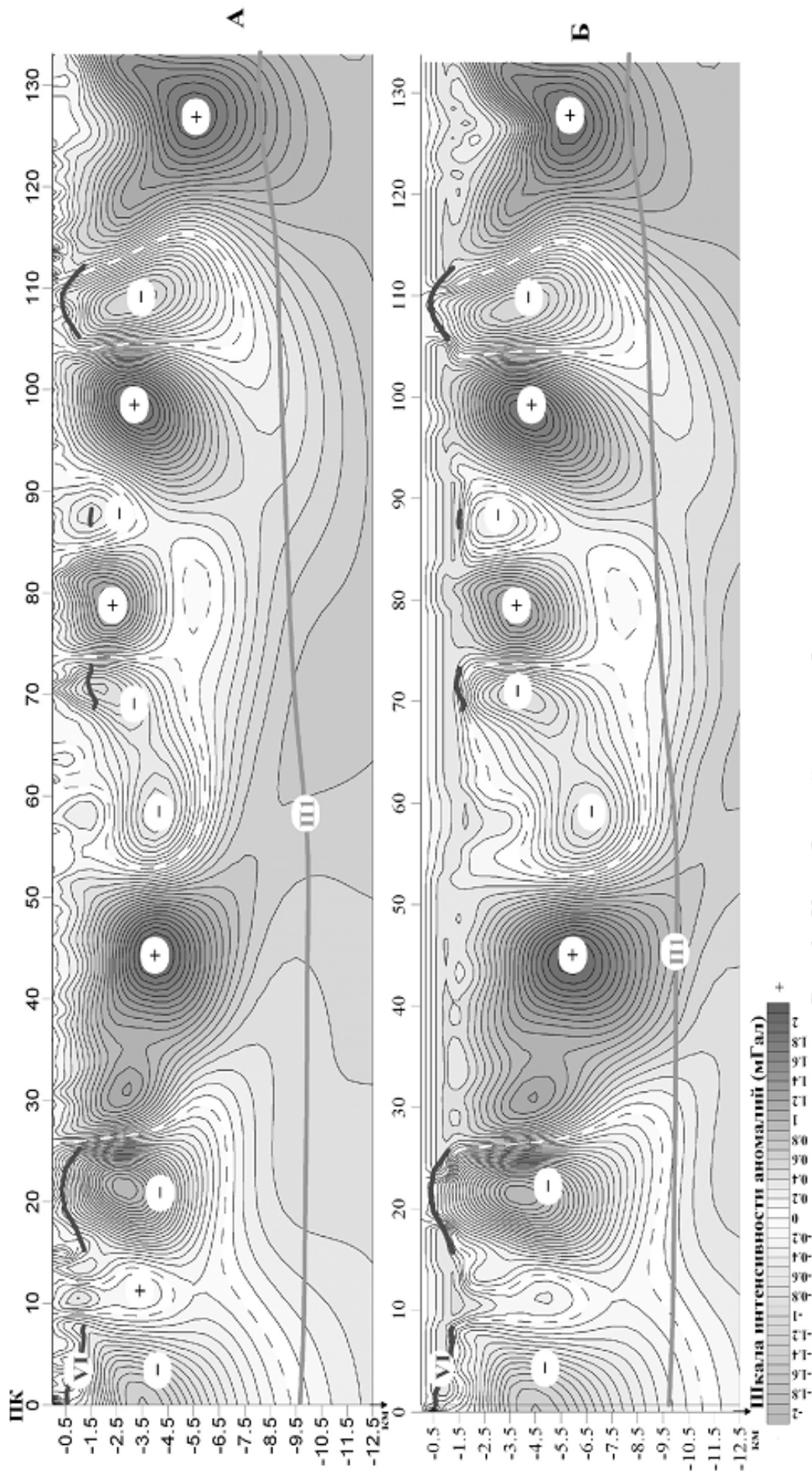


Рис. 1. К глубоководной уязвке объемного гравитационного поля
 А-разрез до уязвки; Б-уязванный разрез.

— - соль по данным сейсморазведки; — — — — — отражающий горизонт ПП;

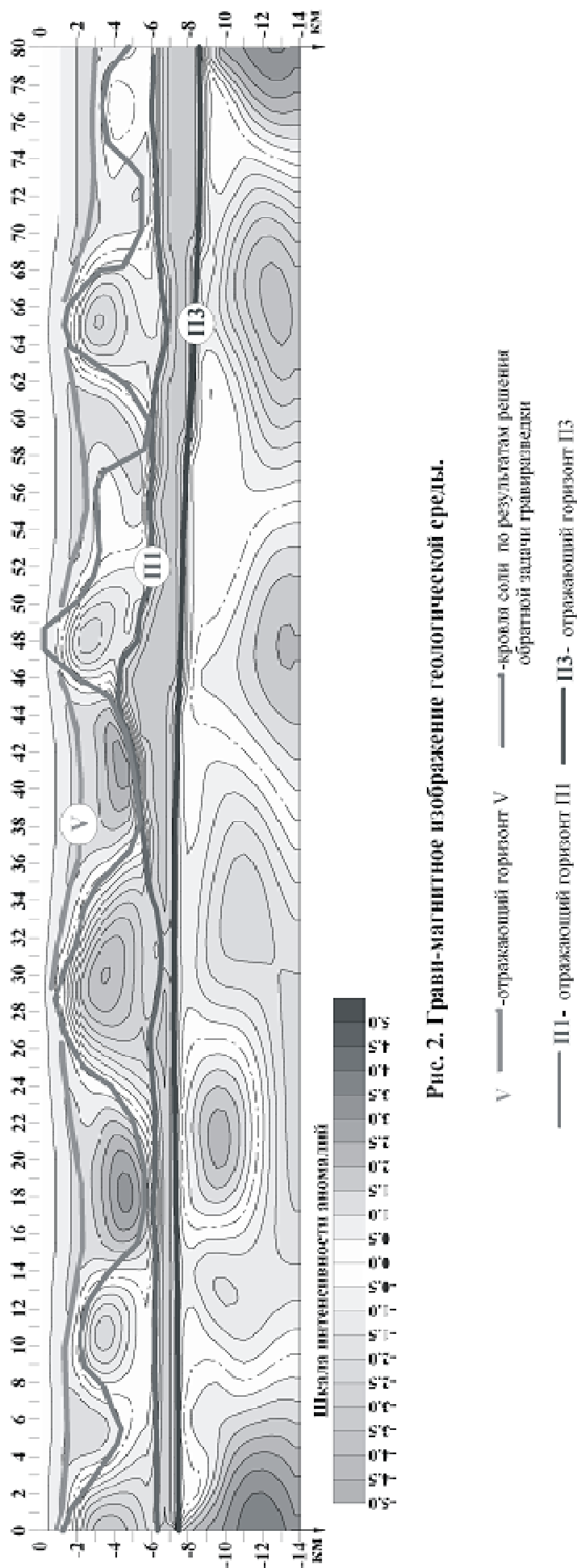


Рис. 2. Грави-магнитное изображение геологической среды.

В заключение проведем аналогию между рассмотренным приемом интерпретации потенциальных полей с интерпретацией сейсмических материалов. Аналогом псевдоглубин на сейсмических разрезах являются времена, а аналогом глубинной увязки объемных моделей потенциальных полей можно считать глубинную миграцию, в результате которой элементы волнового поля приближаются к положению соответствующих им элементов геологической среды. Сейсмический разрез, полученный в результате глубинной

ОТОБРАЖЕНИЕ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

А.В. Матусевич¹, А.В. Лапин²

¹ РГП «Специализированное гравиметрическое предприятие», Алматы, Казахстан

² ТОО «НПЦ ГЕОКЕН», Алматы, Казахстан.

Отображение соляных куполов Прикаспийской впадины в гравитационном поле интенсивными минимумами общеизвестно. Вот уже три четверти века гравиразведка используется для изучения строения солянокупольных структур. Аномалии магнитного поля связаны, в основном, с неоднородностями кристаллического фундамента, которые отображаются аномалиями интенсивностью десятки - сотни нТл. По единодушному мнению многих исследователей эти аномалии обусловлены интрузивными телами в фундаменте, которые могли частично внедряться в нижние части разреза осадочного чехла. В восточной и северо-восточной частях Прикаспийской впадины в результате детального анализа материалов аэромагнитных съемок были выделены аномалии в 2 - 10 нТл, контролирующие краевые части соляных куполов (В.А. Боронаев). Для этого выполнялась высокочастотная фильтрация поля в скользящем окне по маршрутам аэромагнитных съемок, что позволило избежать влияния погрешностей их взаимной увязки. Обязательным условием выделения таких аномалий было близкое к ортогональному пересечение границ куполов аэромаршрутами. При уменьшении углов пересечения до 50° и менее контуры куполов не выделялись.

В настоящее время удалось найти способ фильтрации магнитного поля по маршрутам, с помощью которого своды куполов выделяются отрицательными локальными магнитными аномалиями интенсивностью 2 – 5 и более нТл независимо от формы и размеров куполов. В качестве примера на рисунке 1 приведены фрагменты карт локальной составляющей магнитного поля и структурной карты кровли соли на площади одного из куполов в северной прибортовой части впадины. Над куполом выделена отрицательная аномалия интенсивностью до 15 нТл с хорошим совпадением контуров аномалии и крутого погружения соли. Отметим, что в западном направлении купол сейсморазведкой прослежен за пределами гравитационного минимума.

В связи со значительной трудоемкостью попрофильной фильтрации сделаны попытки использования площадного преобразования магнитного поля с целью выделения аномалий над соляными куполами. Для этого выполнялась дополнительная тщательная увязка маршрутов. Положительные результаты получены при использовании узкополосной фильтрации. Выделенные аномалии были сопоставлены с гравитационными минимумами и сводами соляных куполов, установленным по данным сейсморазведки на площади около 50000 кв. км в районе Хобдинского регионального максимума силы тяжести. Отображение соляных куполов в магнитном поле не столь очевидно, как

проявление их в гравитационном поле. Сопоставление локальных минимумов магнитного поля и контуров солянокупольных структур в обобщенном виде показано на схеме (рис. 1). Из рисунка видно насколько неоднозначно соотношение между сводами куполов и аномалиями магнитного поля. Так на площади крупных соляных массивов Жекендысай, Сауырбай, Егизкара локальные аномалии не выделяются, с узким соляным телом купола Сауле достаточно точно совпадает контур минимума магнитного поля. На многих куполах наблюдается частичное перекрытие магнитных минимумов и сводов поднятий соли. Для объективной оценки с помощью средств системы СПОГМ выполнена статистическая оценка совпадений локальных минимумов со сводами куполов. Так как из-за неравномерной густоты сейсмических профилей своды куполов не всегда полностью оконтурены, то это было восполнено сопоставлением контуров минимумов магнитного и гравитационного полей. В результате установлено, что 68% площади сводов куполов совпадет с локальными минимумами магнитного поля. Примерно на столько же совпадает площадь гравитационных минимумов с магнитными (70%). Совпадение площади сводов куполов с гравитационными минимумами более значительное - 86%. В то же время только 44% площади магнитных минимумов совпадает со сводами куполов и 62% с гравитационными минимумами. Это объясняется тем, что общая площадь отрицательных аномалий магнитного поля превышает площадь сводов куполов на 50%, и больше площади гравитационных минимумов на 12%.

Из приведенных статистических данных ясно, что взаимосвязь между локальным магнитным полем и соляными куполами весьма сложная. Создается впечатление о невысокой перспективе использования данных магниторазведки для изучения солянокупольных структур. Более детальный анализ позволил нам сделать более оптимистические выводы. Мы уже отмечали, что крупные соляные массивы в магнитном поле не проявляются. Исключение их может существенно повысить статистические показатели отображения куполов в магнитном поле. В то же время узкие протяженные соляные гряды в магнитном поле выражаются довольно четко. Более того, в магнитном поле проявляются небольшие изометричные обособленные соляные штоки, расположенные во внутренних частях крупных межкупольных зон (Каратау, Бекет, Кзылжарский). На куполе Колпаксай (северо-восточнее Шингиза), выявленном геологической съемкой, на сейсмической структурной карте отражающий горизонт VI не оконтурен, однако здесь выделен локальный минимум магнитного поля совпадающий с гравитационным минимумом. Небольшое безымянное поднятие соли, зафиксированное одним сейсмическим профилем между куполами Шолакмола и Черкесский, не проявилось в гравитационном поле, но отобразилось локальным минимумом магнитного поля. На этих структурах наблюдаются зачастую смещения аномалий относительно поднятий соли, но их

связь не вызывает сомнения, так как такие смещения во многих случаях можно объяснить недостаточной густотой сети сейсмических профилей.

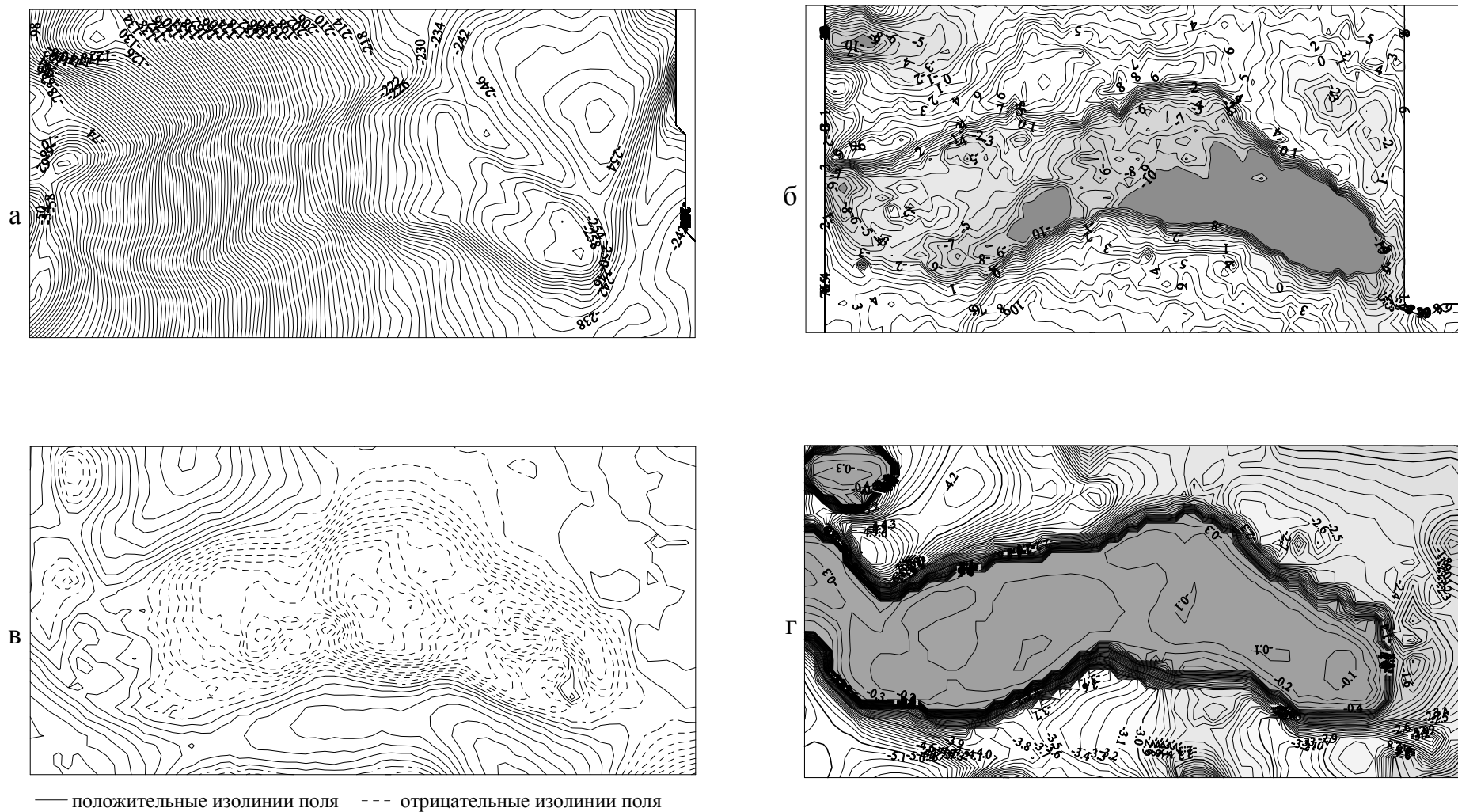


Рис. 1

Отображение соляного купола в магнитном и гравитационном полях
(северный борт Прикаспийской впадины)

а) исходное магнитное поле ΔT_a ; б) локальная составляющая магнитного поля (помаршрутная фильтрация);
в) локальная составляющая гравитационного поля; г) структурная карта кровли соли.

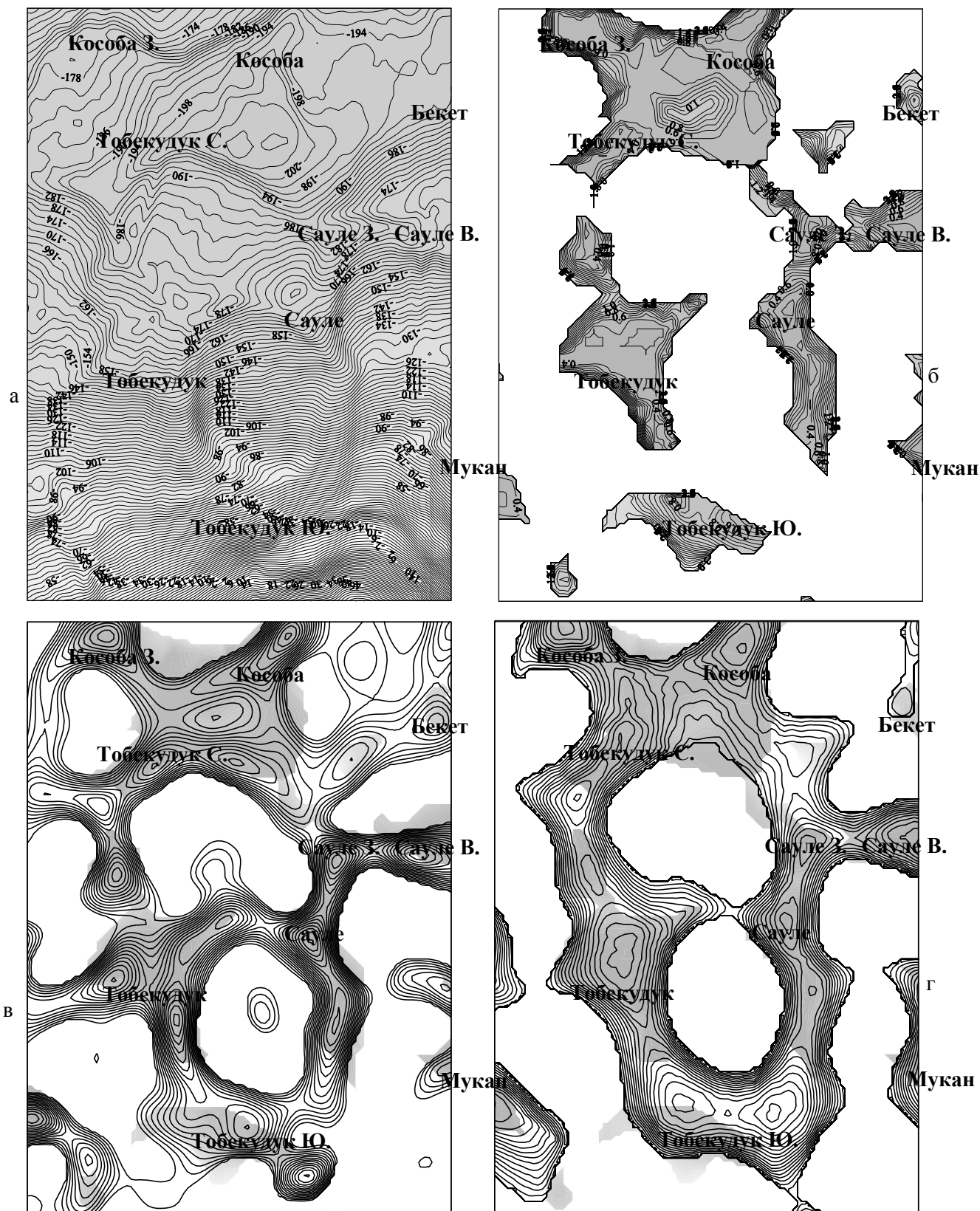


Рис. 2.

Отображение группы соляных куполов в магнитном и гравитационном полях (центральная часть Прикаспийской впадины).

а) магнитное поле; б) соляные купола (данные сейсморазведки);

в) локальные минимумы магнитного поля (площадная узкополосная фильтрация);

г) локальные минимумы гравитационного поля; (в и г на фоне контуров соляных куполов)

Ярким примером отображения соляных куполов в магнитном поле может служить группа соляных куполов Тобекудук – Сауле (рис.2). Здесь локальные минимумы магнитного поля образуют две кольцевые зоны, с высокой точностью совпадающие с соляными грядами и локальными гравитационными минимумами. Даже небольшие своды соли отображаются иногда более контрастно, чем в гравитационном поле (например, свод на перешейке Тобекудук - Тобекудук Сев., купол Кособа Зап.).

Таким образом, соляные купола находят отображение как в гравитационном, так и в магнитном полях. Наблюдаются смещения между контурами соляных куполов, закартированных сейсморазведкой, минимумами гравитационного и магнитного полей. Можно отметить следующие ситуации. 1) Граница купола (сейсморазведка) совпадает с контуром минимума гравитационного и магнитного полей. 2) граница купола, совпадая с контуром магнитного минимума, выходит за пределы гравитационного минимума. 3) Небольшой обособленный купол, зафиксированный сейсморазведкой, четко отображен в магнитном поле, но слабо выражен в гравитационном. 4) На площади совпадающих, небольших по площади минимумов магнитного и гравитационного полей купол сейсморазведкой не оконтурен. 5) Купол в гравитационном поле отображен интенсивным гравитационным минимумом но локального минимума магнитного поля выделить не удастся. Есть основания ожидать, что глубокий анализ совокупности этих данных может привести к важным геологическим выводам. Например, вполне вероятно, что ситуация 2 связана с наличием соляного карниза, а в случае 4 купол сейсморазведкой пропущен (редкая сеть профилей или плохое качество материала).

УСТОЙЧИВОСТЬ МАК-ВОЛН В ЗЕМНОМ ЯДРЕ ЗЕМЛИ ДЛЯ МОДЕЛИ СЖИМАЕМОЙ СРЕДЫ.

М.Г. Миндубаев

ИГФ УрО РАН, г.Екатеринбург.

1. Проведен анализ опубликованных археомагнитных и палеомагнитных данных по исследованию основного спектра вековых вариаций геомагнитного поля. Из анализа этих данных, следует, что данные вариации имеют не гармонический характер, а представляют циклические колебания, ритмы. Характерные величины периодов колебаний близки к значениям: $T \sim 360, 600, 900, 1200, 180, 2700, 3600, 5400$ и 9000 лет. Согласно [Брагинский, 1970] средние частоты основного спектра, порядка тысячи лет, представляют собой распространяющиеся в азимутальном направлении МАК-волны, которые отражают принципиальную неустойчивость процесса генерации. Устойчивость МАК-волн обеспечивается балансом между магнитными, архимедовыми и кориолисовыми силами. Именно с наличием этих волн, которые возникают за

счет действия архимедовых сил, связано появление асимметричных скоростей, необходимых для генерации полоидального поля в динамо.

В развитие результатов [Брагинский, 1967; Braginsky, 1980] рассмотрена модель МАК-волн с учетом сжимаемости вещества внешнего ядра Земли. Система уравнений магнитной гидродинамики сжимаемой жидкости в отсутствие диссипации магнитного поля, в пренебрежении, меридиональными составляющими магнитной индукции и скорости для малых возмущений \mathbf{v}' , \mathbf{B}' , C' , p' аналогично [Брагинский, 1967], может быть записано в следующем виде:

$$0 = -\nabla P - \rho_1 2\Omega \times \mathbf{v}' + \rho_1 C' \mathbf{g} + [(\bar{\mathbf{B}} \cdot \nabla) \mathbf{v}' + (\mathbf{v}' \cdot \nabla) \bar{\mathbf{B}}] / \mu_0 \rho_0, \quad (1.1)$$

$$\nabla \cdot (\rho_1 \mathbf{v}') = 0, \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}' = 0, \quad (1.3)$$

$$\begin{aligned} & \partial \mathbf{B}' / \partial t + \zeta \partial_1 \mathbf{B}' / \partial \varphi - (\bar{\mathbf{B}}_\varphi / s) \partial_1 \mathbf{v}' / \partial \varphi \\ & - \mathbf{1}_\varphi s \left[(\mathbf{B}'_p \cdot \nabla \zeta) - \mathbf{v}'_p \cdot \nabla (\bar{B}_\varphi / s) - (\bar{B}_\varphi / s) \frac{\mathbf{v}'_p \cdot \nabla \rho_1}{\rho_1} \right] = 0, \end{aligned} \quad (1.4)$$

$$\partial C' / \partial t + \zeta (\partial C' / \partial t) + \mathbf{v}'_p \cdot \mathbf{C}_p = 0, \quad (1.5)$$

где $P = (p' / \rho_0) + \bar{B}_\varphi B'_\varphi / \mu_0 \rho_0$, ρ_0 – средняя плотность во внешнем ядре Земли, $\rho_1 = \rho_1(s, z)$ – безразмерная функция, характеризующая равновесное меридиональное распределение плотности по слою, $C = (\rho - \rho_0 \rho_1) / \rho_0 \rho_1$ – относительное превышение локальной плотности ρ над гидростатической $\rho_0 \rho_1$. В уравнении (1.1) отброшены инерциальные члены, а в (1.5) диссипативные члены.

$$\mathbf{C}_p = \nabla C, \quad \bar{\mathbf{v}} = \mathbf{1}_\varphi s \zeta(s, z), \quad \bar{\mathbf{B}} = \mathbf{1}_\varphi \bar{B}_\varphi(s, z),$$

где ζ – локальная угловая скорость. Далее для переменных \mathbf{v}' и \mathbf{B}' аналогично [Брагинский, 1967] вводятся вектора \mathbf{w} и \mathbf{y} таким образом, что справедливо $\text{div} \mathbf{w} = \text{div} \mathbf{y} = 0$ и с использованием (1.2) и (1.3) имеем:

$$\mathbf{v}' = \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial t} - \frac{\text{rot}(\bar{\mathbf{v}} \times \mathbf{w})}{\rho_1}$$

$$\mathbf{B}' = \text{rot}(\mathbf{y} \times \bar{\mathbf{B}})$$

$$C' = -\frac{1}{\rho_1} \mathbf{C}_p \mathbf{w}_p.$$

Решения для этих переменных ищутся в виде:

$$\mathbf{w} = \mathbf{w}(s, z) e^{i(m\varphi - \omega t)}, \quad \mathbf{y} = \mathbf{y}(s, z) e^{i(m\varphi - \omega t)}$$

Соотношение для \mathbf{w} и \mathbf{y} выглядит следующим образом [Миндубаев, 2003]:

$$\mathbf{y} = \frac{1}{\rho_1} \mathbf{w} - \mathbf{1}_\varphi \left(\frac{i s \mathbf{w}_p \cdot \nabla \rho_1}{m \rho_1^2} \right).$$

2. Для модели течения в торе с бесконечным радиусом аналитически получено условие устойчивости для распространения МАК-волн. В явном виде получена зависимость частот волн от основных физических параметров. Показано, что частота МАК-волн определяется азимутальной скоростью в тех областях, где нарушается условие устойчивости. В данной модели это соответствует областям внешнего ядра Земли с пониженным значением азимутального магнитного поля. Качественно показано, что для вариаций, обладающих свойством кратности частот, характерна одна и та же скорость дрейфа, что соответствует наблюдаемым данным. Наличие по наблюдаемым данным в спектре вариаций наряду с характерным западным дрейфом восточного дрейфа, объясняется знакопеременностью геострофической скорости. Для западного направления дрейфа – отрицательное значение скорости, соответственно для восточного – положительное. Картина распространения МАК-волн в нашей модели с учетом сжимаемости вещества внешнего ядра Земли приводит к локализации области возмущений у внешней границы.

Получены численные результаты распространения МАК-волн в модели течения в торе с конечным радиусом при различных распределениях магнитного поля. Рассматривается течение проводящей сжимаемой жидкости в торе прямоугольного сечения, вращающемся вокруг оси z . $-z_1 < z < z_1$, $0 < x < L$, где $x = (s - 0.35)/0.65$, $L = R_1 - R_2$; R_1 и $R_2 = 0.35R_1$ – соответственно размеры внешнего и внутреннего радиусов тора. Уравнения для малых возмущений магнитного поля, скорости, концентрации и давления описываются системой (1). Векторы \mathbf{g} и \mathbf{C}_p принимаются параллельными и направленными вдоль оси s . Для распределения азимутального магнитного поля примем $B_\varphi(x) = B_{\varphi 0} B_1(x)$. Решения уравнения ищутся в виде:

$$\mathbf{y}_p = \mathbf{1}_z y_z(x) \sin k_z(z + z_1) + \mathbf{1}_x y_x(x) \cos k_z(z + z_1),$$

где $k_z = n_z \pi / 2z_1$, n_z – целое. При принятых условиях задача сводится к одномерной и решается линейная система на собственные значения λ и собственные функции $y_x(x)$ и $y_z(x)$:

$$\begin{aligned} L_{11}y_x + L_{12}y_z &= \lambda y_x, \\ L_{21}y_x + L_{22}y_z &= \lambda y_z. \end{aligned} \tag{2}$$

Линейные вещественные операторы L_{ik} имеют вид:

$$L_{11} = u + \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s^2} (2 - \rho_1) + \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s} \frac{\partial}{\partial s},$$

$$L_{12} = \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s k_z} \left(\frac{m^2}{s^2} + k_z^2 - \alpha_z \right),$$

$$L_{21} = \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s k_z} \frac{\partial^2}{\partial s^2} - \frac{1}{s k_z} \left(\frac{2\tilde{B}}{\rho_1 s} + \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \tilde{B}}{\partial s} \right) \frac{\partial}{\partial s} + \frac{1}{s k_z} \left(\frac{\tilde{B}(m^2 - 1)}{\rho_1 s^2} - \frac{1}{s \rho_1} \frac{\partial \tilde{B}}{\partial s} - \alpha_x \right),$$

$$L_{22} = u - \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s^2} (2 - \rho_1) - \frac{\tilde{B}}{\rho_1 s} \frac{\partial}{\partial s},$$

где за единицу длины принято R_1 ,

$$\alpha_x(x) = -g_x(x) C_x(x) R_1^2 / c_{a0}^2,$$

$$\lambda = 2\Omega\omega R_1^2 / c_{a0}^2 m, \quad u(x) = 2\Omega\zeta_1 R_1^2 / c_{a0}^2, \quad \tilde{B} = B_1^2(x) / \rho_1.$$

Среднее значение квадрата альфвеновской скорости в области и плотности принимаются соответственно $g_x(x) = g_{x0} g_1(x)$, $C_x(x) = C_0 C_1(x)$, $\rho_x(x) = \rho_0 \rho_1(x)$. Граничные условия задаются в виде:

$$y_z = 0 \quad z = -z_1, \quad z = z_1; \quad y_x = 0 \quad x = 0, \quad x = 1.$$

Для численного решения системы (2) в области $0 \leq x \leq 1$ использовалась однородная пространственная сетка с постоянным шагом $h = x_{i+1} - x_i = 1/36$, производные заменялись центральными разностями с квадратичной аппроксимацией. Полученная в результате система на собственные значения и собственные функции решалась с использованием математической библиотеки IMSL Fortran 90 MP.

Для безразмерных распределений ускорения силы тяжести, градиента концентрации, плотности и геострофической скорости принято:

$$g_1(x) = (0.566 + 0.868x), \quad C_1(x) = -D(x^2 - x^3), \\ \rho_1(x) = (1.1 - 0.2x), \quad u(x) = u_0(1 - x^2)((0.51)^{1/2} - (1 - x^2)^{1/2}) / (1 - (0.51)^{1/2}),$$

где D – коэффициент, $u_0 = 100$.

Влияние архимедовой силы проявляется, если она имеет поперечную составляющую α_z . Для этого параллельные вектора \mathbf{g} и \mathbf{C}_p повернуты на малый положительный угол $\pi/36$. Тогда с допустимой точностью в рассматриваемой задаче, можно принять $\alpha_{xn} \approx \alpha_x$ и $\alpha_z \approx \alpha_x (\pi/36)$. Рассчитаны две модели с учетом α_z для распределений магнитного поля $B_1(x)$:

$$B1 = \begin{cases} \sqrt{2.75} \sin(1.5\pi x), & 0 \leq x \leq 2/3, \\ -\sqrt{0.5} \sin(3\pi x), & 2/3 \leq x \leq 1. \end{cases} \\ B2 = \begin{cases} \sqrt{2.75} \cos(0.75\pi x), & 0 \leq x \leq 2/3, \\ -\sqrt{0.5} \sin(3\pi x), & 2/3 \leq x \leq 1. \end{cases}$$

Полю $B1$ соответствует распределение магнитного поля с непроводящими границами на R_1 и R_2 , а $B2$ с проводящей границей на R_2 . Значения коэффициентов выбраны из условия нормировки. Собственные значения λ_i неустойчивых мод для распределения $B1$ и $B2$, полученные при различных значениях m , k_z и D для несжимаемой и сжимаемой жидкости и помещены в таблицу.

При учете сжимаемости для собственных значений с положительной действительной частью, частоты волн уменьшаются, что соответствует эффекту локализации возмущений вблизи внешней границы области. Для частот с отрицательной действительной частью, учет сжимаемости не приводит к заметному изменению частот и росту возмущений. Заметное совпадение в собственных значениях проявляется для $m=1$ и $k_z=\pi$; $m=2$ и $k_z=2\pi$ и $m=3$ и $k_z=3\pi$.

Таблица

m, k_z	$B1, \rho_1=1, D=0$	$B1, \rho_1=1, D=0$	$B1, \rho_1=1, D=50$	$B1, \rho_1=1, D=50$	$B2, \rho_1=1, D=50$	$B2, \rho_1=1, D=50$
$m=1$ $k_z=\pi$	$6.7+1.5 i$ $-7.6+1.2 i$	$5.3+3.7 i$ $-7.4+1.1 i$	$0.2+3.2 i$ $7.7+2.8 i$ $-12.6+4.6 i$ $-9.9+1.7 i$	$0.4+3.5 i$ $6.2+3.0 i$ $-12.6+4.7 i$ $3.5+0.8 i$	$0.3+3.2 i$ $7.7+2.8 i$ $-11.6+2.3 i$ $-18.3+3.9 i$	$0.5+3.5 i$ $6.2+3.0 i$ $-11.6+2.4 i$ $-18.5+4.1 i$
$m=1$ $k_z=2\pi$	$7.3+2.4 i$ $-9.0+6.2 i$ $-13.9+3.6 i$	$5.6+2.4 i$ $-8.7+6.0 i$ $-18.9+1.5 i$	$0.5+1.1 i$ $7.6+2.7 i$ $-9.8+6.9 i$ $-14.0+3.9 i$	$-0.2+1.2 i$ $5.9+2.8 i$ $-9.6+6.6 i$ $-19.2+2.2 i$	$0.5+1.1 i$ $7.6+2.7 i$ $-11.7+0.2 i$	$0.2+1.2 i$ $5.9+2.8 i$ $-11.9+0.6 i$
$m=2$ $k_z=2\pi$	$6.8+1.7 i$ $-7.7+1.2 i$	$5.1+1.6 i$ $-6.9+1.3 i$	$6.9+1.9 i$ $-8.2+1.5 i$	$5.4+2.1 i$ $-8.1+1.3 i$	$6.9+1.9 i$ $-11.7+0.5 i$	$5.4+2.1 i$ $-11.9+0.6 i$
$m=1$ $k_z=3\pi$	$7.4+2.5 i$ $-5.9+0.2 i$ $-10.5+8.1 i$ $-17.3+11. i$	$5.8+2.6 i$ $-10.3+7.6 i$ $-21.8+9.7 i$	$7.5+2.6 i$ $-6.4+0.4 i$ $-11.0+8.5 i$ $-17.4+11. i$	$5.9+2.7 i$ $-10.8+8.0 i$ $-21.9+9.8 i$	$7.5+2.6 i$ $-12.2+0.6 i$	$5.9+2.7 i$ $-12.8+0.3 i$
$m=2$ $k_z=3\pi$	$7.1+2.1 i$ $-7.8+4.1 i$	$5.5+2.3 i$ $-7.5+4.0 i$	$-6.2+0.2 i$ $7.3+2.3 i$ $-8.3+4.3 i$	$5.6+2.4 i$ $-8.0+4.3 i$	$7.3+2.3 i$	$5.6+2.4 i$ $-12.3+0.3 i$
$m=3$ $k_z=3\pi$	$6.6+1.4 i$ $-7.3+1.3 i$	$5.1+1.6 i$ $-7.0+1.1 i$	$-6.2+0.2 i$ $6.9+1.8 i$ $-7.8+1.4 i$	$5.2+1.8 i$ $-7.5+1.2 i$	$6.9+1.8 i$	$5.2+1.8 i$ $-5.7+0.4 i$

На рисунках 1 и 2 представлены распределения $y_z(x)$ для азимутального волнового числа $m=1$ и $k_z = \pi$ распределений магнитного поля $B1$ и $B2$ соответственно.

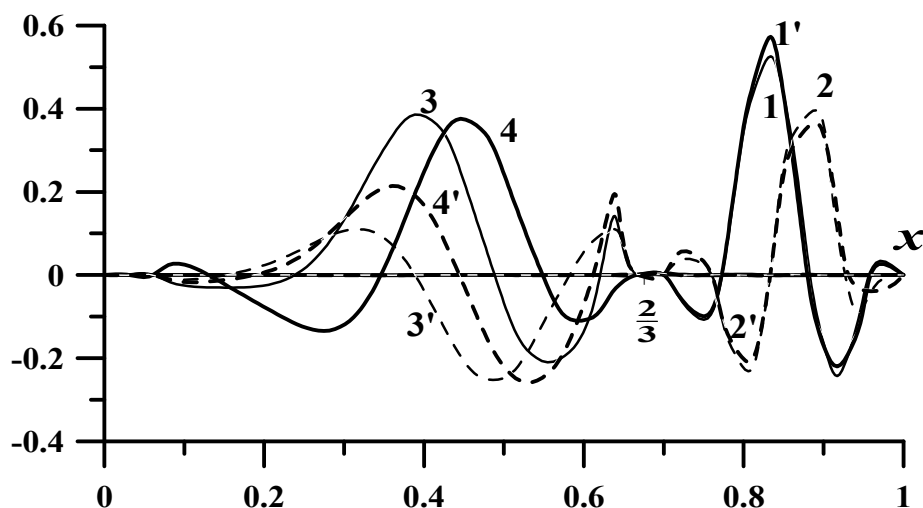


Рис.1. Решения $\text{Re } y_z(x)$ (сплошная) и $\text{Im } y_z(x)$ (пунктир) для $\lambda_1 = 7.7 + 2.8i$ (кривые 1, 1'), $\lambda_2 = 6.2 + 3.0i$ (кривые 2, 2'), $\lambda_3 = -12.6 + 4.6i$ (кривые 3, 3') и $\lambda_4 = -12.6 + 4.7i$ (кривые 4, 4'). Собственные значения λ_1 и λ_3 для $\rho_1 = 1$, λ_2 и λ_4 для $\rho_1 = (1.1 - 0.2x)$. ρ_1 - безразмерное распределение плотности по слою.

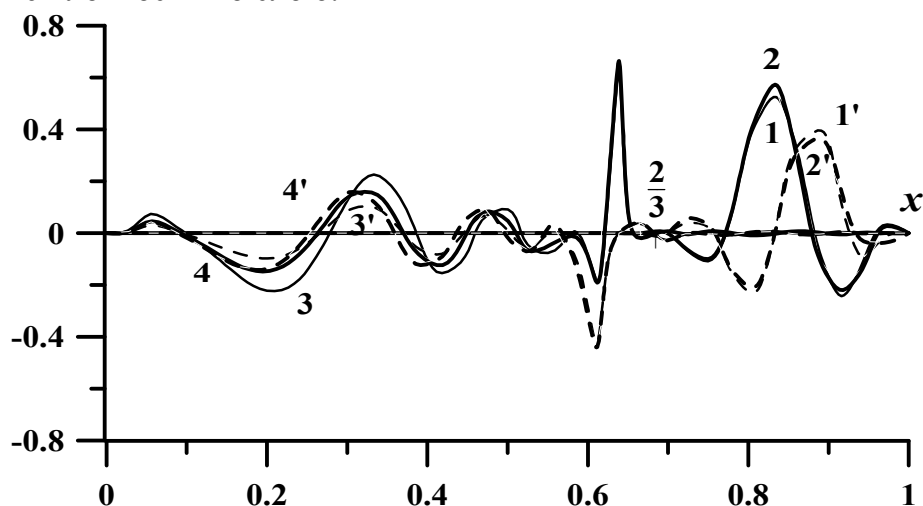


Рис.2. Решения $\text{Re } y_z(x)$ (сплошная) и $\text{Im } y_z(x)$ (пунктир) для $\lambda_1 = 7.7 + 2.8i$ (кривые 1, 1'), $\lambda_2 = 6.2 + 3.0i$ (кривые 2, 2'), $\lambda_3 = -11.6 + 2.3i$ (кривые 3, 3') и $\lambda_4 = -11.6 + 2.4i$ (кривые 4, 4'). Собственные значения λ_1 и λ_3 для $\rho_1 = 1$, λ_2 и λ_4 для $\rho_1 = (1.1 - 0.2x)$. ρ_1 - безразмерное распределение плотности по слою.

Распределения $y_z(x)$ для собственных значений с отрицательной действительной частью расположены в области $0 < x < 2/3$, соответственно с положительной в области $2/3 < x < 1$. При учете сжимаемости, при заметном изменении частот вблизи внешней границы, распределения для несжимаемой и сжимаемой сред мало отличаются. Наоборот, при малом различии в собственных значениях, соответствующих западному дрейфу, распределения отличаются заметно. При этом для собственных значений с положительной действительной частью (восточный дрейф), при совпадении распределения магнитного $B_1(x)$ поля в области $2/3 < x < 1$ совпадают и собственные значения и распределения $y_z(x)$.

3. Полученные результаты показывают, что в рассматриваемой модели спектр неустойчивых МАК-волн существенно зависит от структуры и величины азимутального магнитного поля, а частота определяется

азимутальной скоростью течений. Представление вековых вариаций недипольной составляющей магнитного поля Земли бегущими в долготном направлении МАК-волнами не противоречит объяснению природы западного (восточного) дрейфа дифференциальным вращением вещества внешнего ядра Земли относительно мантии. Учет сжимаемости вещества внешнего ядра Земли, приводит к эффекту локализации области развития неустойчивостей около внешней границы.

Автор благодарен Ю.В.Хачаю за постановку задачи и обсуждение результатов.

Литература

1. Брагинский С.И. Магнитные волны в ядре Земли.// Геомагнетизм и аэрономия. 1967.Т.7.№6.С.1050-1060.
2. Брагинский С.И. О спектре колебаний гидромагнитного динамо Земли.// Геомагнетизм и аэрономия.1970.Т.10.№2.С.221-233.
3. Braginsky S.I. Magnetic Waves in the Core of the Earth.II.// Geophys.Astrophys.Fluid Dynamics. 1980. V.14.P.189-208.
4. Миндубаев М.Г. Уравнения МАК-волн для динамо сжимаемой жидкости.// Геомагнетизм и аэрономия. 2003.Т.43.№1.С.17-23.

МЕТОД РЕГУЛЯРИЗАЦИИ В КОРРЕКТНОЙ МОДЕЛИ ЛИНЕЙНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

Р.В. Миненко, П.А. Миненко

Европейский университет, г. Киев

Метод регуляризации применяют для решения некорректных обратных линейных задач гравиметрии (ОЛЗГ) в традиционной постановке [1]. При использовании корректных моделей обратных задач такой необходимости нет. Поэтому есть возможность использовать слагаемое с суммой квадратов аномальной плотности для получения устойчивых и физически содержательных решений, лишенных свойств эквивалентного распределения. Решение ОЛЗГ выполнено двух шаговым итерационным методом с использованием критерия сходимости итерационного процесса по минимуму квадратичной нормы поправок к плотности [2,3]:

$$\|B_{i,n+2}^2\| = \|B_{i,n+1}^2\| + \eta \|r_{j,n+1}^2\| \xrightarrow{\tau} \min, \quad \|r_{j,n+1}^2\| = \delta^2 = const,$$

где $\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}$, $B_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, r_j)$, $r_j = (a_{ij}, \sigma_{i,n}) - g_j$, $\lambda_i = \sum_j a_{ij}$; $\lambda_j = \sum_i a_{ij}$;

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{n+1} (a_{ij}, B_{i,n}), \quad B_{i,n+1} = B_{i,n} - \tau_{n+1} C_{i,n},$$

$$C_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, (a_{ij}, B_{i,n})); \quad Z_{i,n} = (a_{ij}, B_{i,n}); \quad (1)$$

На первом шаге используется начальное приближение аномальной плотности $\sigma_i (i = \overline{1, M})$ и параметр, вычисляемый по формуле

$\tau_{n+1} = (B_{i,n}, C_{i,n}) / (C_{i,n}, C_{i,n})$. Следующие параметры τ_{n+2} и η_{n+1} вычисляются по обычным правилам построения итерационных процедур [2,3].

На рис.1 приведена карта измеренного гравитационного поля $g(x_j, y_j, z_{0j})$ с сечением изоаномал 0,1 mgl на участке размерами 9,2x9,2 км², а на рис.2 приведены результаты решения ОЛЗГ для этой карты. Средняя аномальная плотность вычислена для каждого из 40x40 параллелепипедов размерами 230x230x640 м³. По этим значениям построена карта аномальной плотности с сечением изолиний 0,01г/см³. Поскольку итераций использовано много, то между плавными изолиниями имеются очень интенсивные мелкие локальные минимумы и максимумы.

После 100 итераций решения описанным выше методом (1) решение задачи было продолжено одношаговым методом (140 итераций) и двух шаговым методом срединных градиентов (200 итераций) по среднеквадратичной норме поправки $\|B_{i,n+1}^2\| \xrightarrow{\tau} \min$. Без применения первого (регулирующего) метода решение ОЛЗГ дает карту плотности с сильно извилистыми изолиниями.

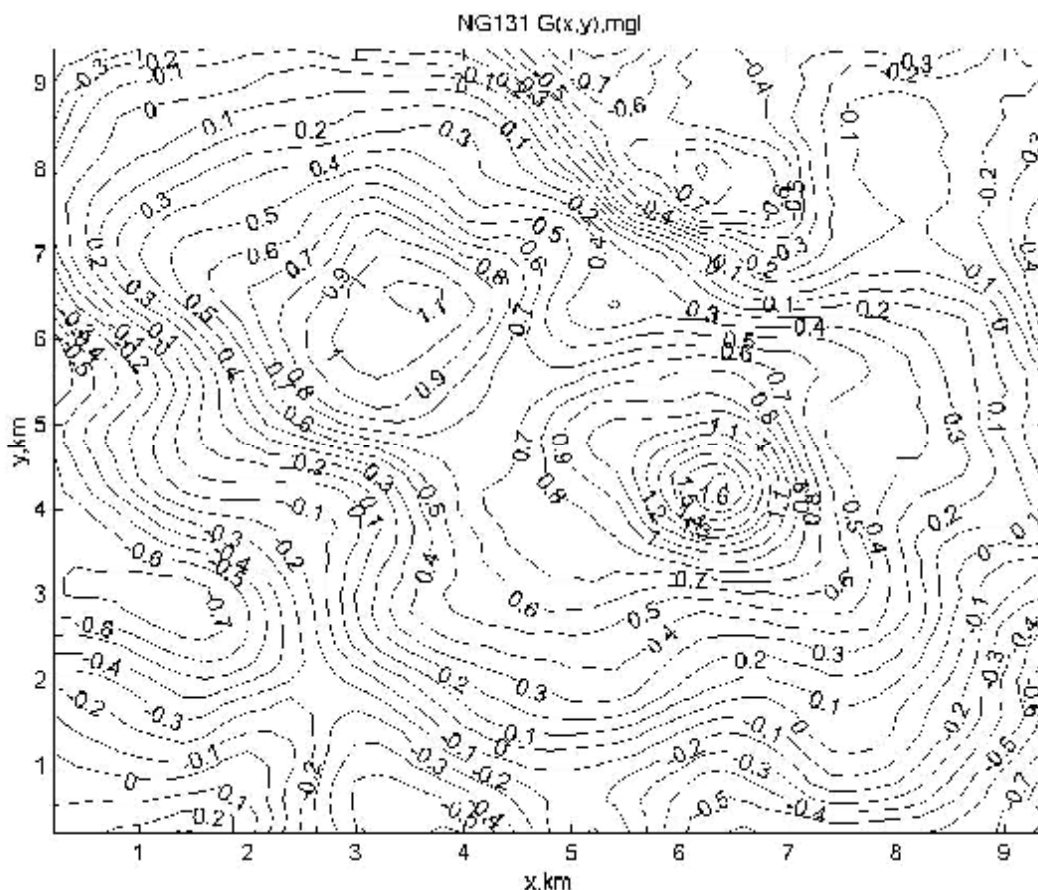


Рис.1. Карта измеренного поля силы тяжести, милигалл.

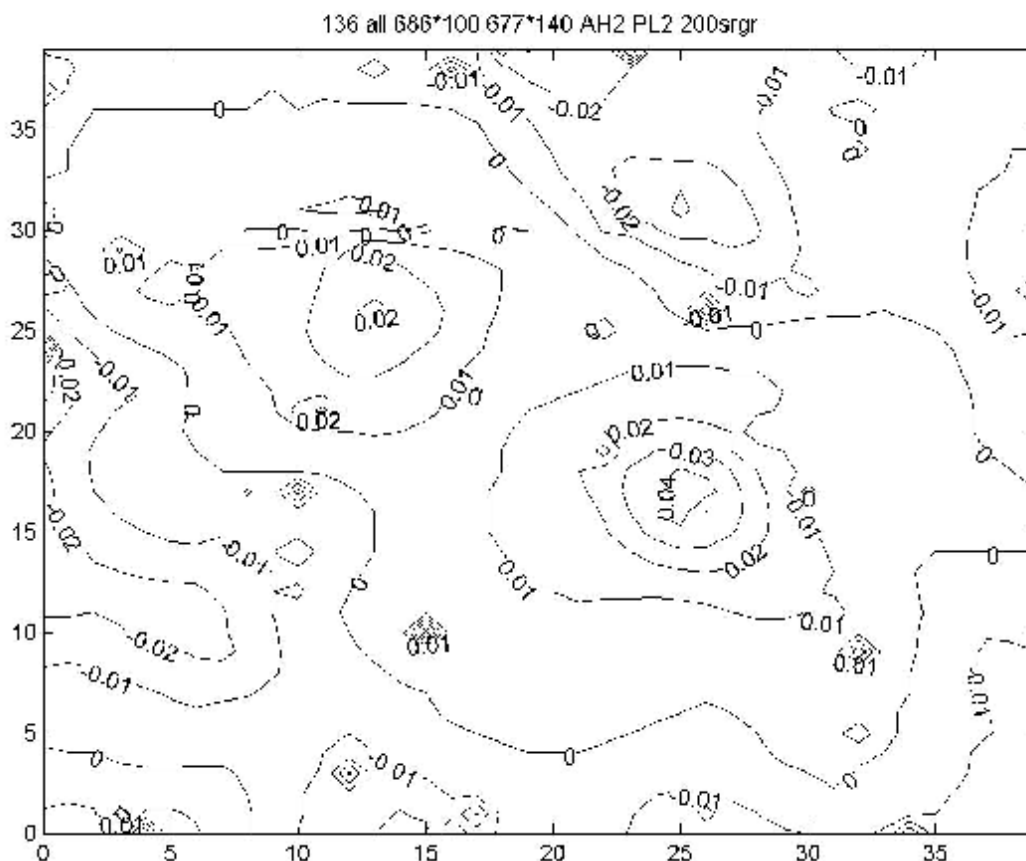


Рис.2. Карта изолиний аномальной плотности горных пород.

Таким образом, в предложенной постановке метод регуляризации (1) обладает стабилизирующими свойствами. Два других метода обладают сильными фильтрационными свойствами для интенсивных погрешностей поля силы тяжести. Сочетание нескольких таких методов позволяет получить геологически содержательную тенденцию распределения плотности в сильно неоднородных комплексах горных пород, например, в гранито-мигматитах с останцами древних ультраосновных пород или в сильно гранитизированных гнейсах[2].

Следует отметить, что устойчивые и геологически содержательные результаты интерпретации гравиметрических наблюдений можно получить только для корректно построенных геометрических моделей ОЛЗГ, основные требования к которым изложены, например, в работах [4,5].

Литература

1. А.Н. Тихонов, В.Я. Арсенин. Методы решения некорректных задач. М., «Наука», 1979.-с.130.
2. Миненко П.А., Миненко Р.В. Исследование структуры гранито-мигматито-гнейсовых комплексов украинского щита нелинейными методами гравиметрии. “Науковий вісник Національного гірничого університету”, №9, Днепропетровск, 2005,-с.66-68.
3. Миненко П.А. Линейно-нелинейная обратная задача гравиметрии при поисках рудных месторождений в приповерхностной части Украинского кристаллического

щита. «Сборник научных трудов Национального горного университета», №23, Днепропетровск, 2005, -с.136-143.

4. Миненко П.А. Разделение горного массива по плотности обратным линейным преобразованием поля силы тяж ести. Сб. научн. тр. НИГРИ “Разработка руд черных металлов”, Кр. Рог, 1989, С.146-148.
5. Миненко П.А. Общие теоретические аспекты построения моделей для решения обратной линейной задачи гравиметрии. Сб. научн. тр. Всеукр. Асоц. Геоинформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К.,2005, С. 241-245.

ОПТИМИЗИРОВАННЫЕ ДВУХ ШАГОВЫЕ ИТЕРАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ В ОБРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧЕ ГРАВИМЕТРИИ

П.А. Миненко

Европейский университет, Киев, Украина.

The methods are used about necessary and sufficiently conditions of the existence of the stable resolve of the linear inverse problem of gravity. Results were given about interpretation of the measuring gravitational field with use of the receipt conformities.

1. Итерационные методы при решении обратной линейной задачи гравиметрии (ОЛЗГ) чаще всего рассматривались как альтернатива методу наименьших квадратов в условиях интенсивных инструментальных, геологических и топографических помех [1-5]. Однако, с появлением работ, в которых установлены причины некорректности моделей ОЛЗГ [6,7], эти методы начали развиваться в направлении увеличения скорости сходимости итерационного процесса к геологически содержательному и устойчивому решению [8,9], в том числе и за счет применения двух шаговых итерационных методов.
2. Для решения ОЛЗГ применялись итерационные методы с одним итерационным параметром τ_{n+1} для всех неизвестных значений аномальной плотности $\sigma_i (i = \overline{1, M})$ блоков (как правило, прямоугольных параллелепипедов) или по одному параметру $\tau_{i, n+1}$ на каждое неизвестное. Поскольку было экспериментально доказано на практических примерах [10], что оба решения ОЛЗГ сходятся к одним и тем же значениям σ_i^* в третьем знаке при помехах средней интенсивности, то первый метод стали применять для интерпретации неосредненного поля, а второй - для осредненного. Но в дальнейшем было установлено, что и здесь различия в решениях ОЛЗГ почти нет [11]. Поэтому все методы в настоящее время исследуются на возможность уйти от эквивалентности в распределении значений плотности бессодержательного решения ОЛЗГ с полным восстановлением поля и выйти на геологически содержательное решение для блоков, расположенных один под другим на различных глубинах, с достаточным восстановлением поля и

достаточной степенью фильтрации интенсивных локальных погрешностей измеренного поля силы тяжести $g_j(x_j, y_j)$.

3. Целью настоящей работы является установление возможностей двухшагового итерационного метода для получения устойчивого и содержательного решения ОЛЗГ.

4. Поставленная цель решается сравнением двух решений ОЛЗГ для одной и той же физической модели. В нижнем полупространстве с горизонтальными размерами $9,2 \times 9,2$ км² выделено три горизонтальных слоя мощностью 240, 400 и 400 метров. Каждый слой под картой измеренного поля $g_j(x_j, y_j)$ разделен на 20×20 блоков с горизонтальным сечением 460×460 м². Количество точек измеренного поля - 47×47 . Точность съемки $-0,08$ мгл. Первое решение ОЛЗГ выполнено одношаговым итерационным методом с использованием критерия сходимости итерационного процесса по минимуму квадратичной нормы поправок к плотности

$$\|B_{i,n+1}^2\|, \text{ где } \sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}, \quad B_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, r_j), \quad r_j = (a_{ij}, \sigma_{i,n}) - g_j, \quad \lambda_i = \sum_j a_{ij};$$

$$\lambda_j = \sum_i a_{ij}; \quad \tau_{n+1} = (B_{i,n}, C_{i,n}) / (C_{i,n}, C_{i,n}), \quad C_{i,n} = (a_{ij} / \lambda_i / \lambda_j, (a_{ij}, B_{i,n})). \quad (1)$$

Поправка $B_{i,n}$ в таком виде впервые была использована в работе [5] при $\tau_{n+1} = 1$ в итерационном процессе, очень медленно сходящемся по норме невязки $|r_{j,n+1}| < \varepsilon = \text{const}$; Автор настоящей статьи проверил сходимость этого итерационного процесса. После 70000 итераций при $\tau_{n+1} = 1$ и нулевых начальных условиях для 100 неизвестных в корректной модели ОЛЗГ были достигнуты только половинные значения искомой плотности для всех блоков. Но в то время В.Н. Страхов уже неоднократно высказывал свое мнение о необходимости замены критерия по норме невязки $|r_{j,n+1}|$ или $\|r_{j,n+1}^2\|$. Поэтому автор настоящей статьи использовал оптимизацию итерационного процесса по $\tau_{n+1} \neq 1$ со сходимостью по норме $\|B_{i,n+1}^2\|$ для корректных моделей [9].

Исследованы также двух шаговые итерационные методы, например, метод сопряженных градиентов при норме $\|B_{i,n+1}^2\|$ и следующих формулах:

$$\sigma_{n+1,i} = \alpha_{n+1} (\sigma_{n,i} - \sigma_{n-1,i} - \tau_{n+1} B_{n,i}) + \sigma_{n-1,i};$$

$$\tau(B_{n+1}^2) = ((C, B_{n-1})(B_n, dB) - (C, B_n)(B_{n-1}, dB)) / ((C, B_{n-1})(C, dB) - (C, C)(B_{n-1}, dB)),$$

$$\alpha_{n+1}(B_{n+1}^2) = (C, B_{n-1}) / (\tau_{n+1}(C, C) - (C, dB)),$$

где: $C = C_n, \quad dB = B_n - B_{n-1}; \quad \tau_1 = (B_0, C_0) / (C_0, C_0); \quad \alpha_1 = 1; \quad \sigma_{1,i} = \sigma_{n,i} - \tau_1 B_{0,i}; \quad (2)$

На рис.1 и 2 приведены результаты решения ОЛЗГ одно шаговыми и двух шаговыми методами. Как видим, особых преимуществ ни один ни другой метод не имеет. Более того, почти такие же результаты получены и при в 2 раза меньшем количестве итераций при почти той же степени восстановления поля. Однако на картах остаточного поля силы тяжести видно, что интенсивные локальные (одноточечные) аномалии игнорируются и тем и другим методом и остаются не реализованными в решении ОЛЗГ (Рис.2d) [12].

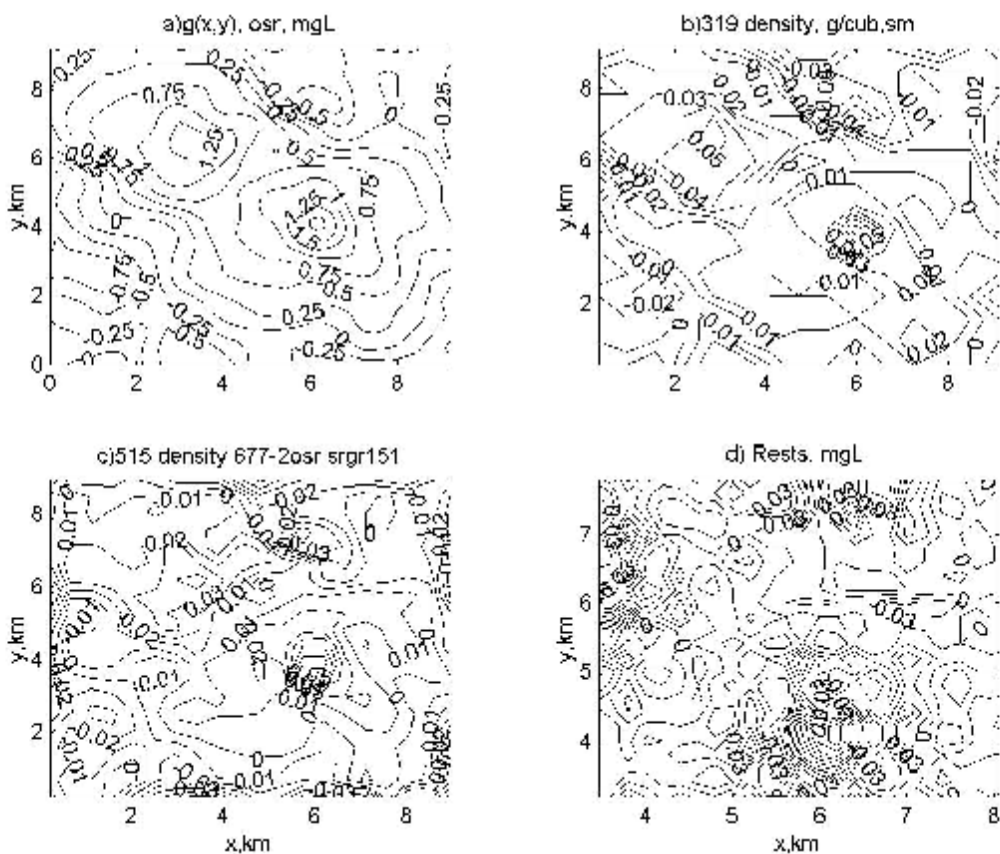


Рис.1. Измеренное и осредненное поле силы тяжести (а) и результаты решения ОЛЗГ двух шаговым методом (2) : аномальная плотность третьего (b) и первого (c) слоев после 151 итерации и остаточное поле силы тяжести (сечение изолиний 0,03 mgl).

В таблице 1 приведены статистические результаты решения ОЛЗГ. Вычислено скалярное произведение помехи на полезный сигнал для всех точек измеренного поля силы тяжести $RdR = (r_{j,N}, (a_{ij}, \sigma_{i,N}))$ для последней N -той итерации, введенное В.Н. Страховым. В данном случае оно почти равно нулю. Среднеквадратическое отклонение остаточного поля равно точности съемки поля силы тяжести – 0,08 mgl, а его вариация равна 4%.

Таблица 1

Скалярное произв. Средн. квадр. откл. Вариация
 0.00 mgl² 0.08mgl, g(x,y)cp.=1.93mgl, 4.15%
 Остаточное поле силы тяжести, mgl
 .40 .06 -.07 .08 .11 .09 .07 -.02 -.10
 .11 -.10 -.16 -.06 -.03 -.07 -.08 -.05 .00
 -.10 -.12 -.06 .08 .10 .02 -.08 .03 .09
 .00 -.03 .09 .03 .02 .02 .06 .01 .02
 -.01 .02 .10 -.05 -.18 -.05 .04 -.02 -.12
 .00 -.01 .11 -.02 -.03 -.01 .08 .07 -.02
 -.05 -.02 -.02 -.04 -.05 -.05 -.05 .00 -.15
 .03 .04 .04 -.02 .13 .01 -.01 .10 .03

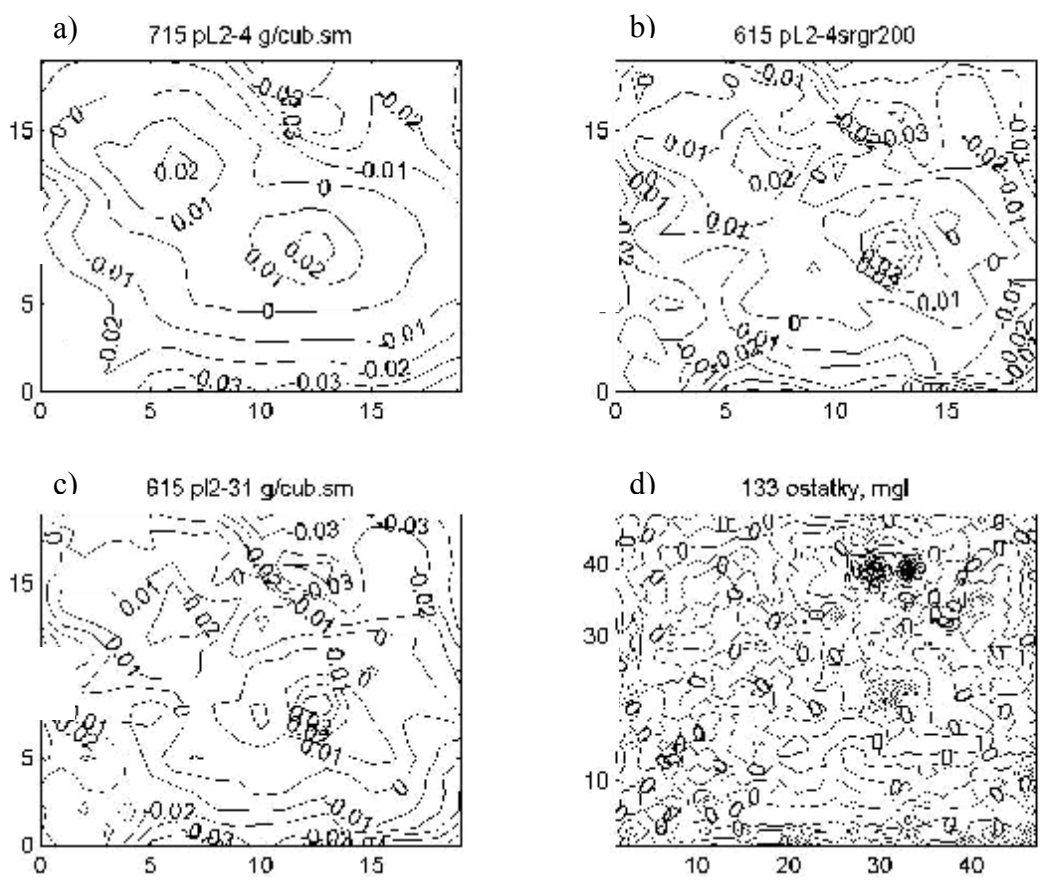


Рис.2. Результаты решения ОЛЗГ : а) одношаговым методом (1) после 4-х итераций и б) двух шаговым методом (2) после 200 итераций для второго слоя ; с) решение ОЛЗГ одно шаговым методом (1) после 220 итераций(по осям указаны номера блоков); д) остаточное поле силы тяжести после применения одно шагового метода (сечение изолиний 0,15 mgl; по осям указаны номера точек поля).

На рис.1b,c все основные черты карт аномальной плотности повторяются, но почти все изолинии различаются в деталях. На рис. 2а изолинии начального приближения уже имеют форму изолиний окончательной карты. На рис.2b,c приведены карты аномальной плотности второго слоя, полученные различными методами. Основные блоки массивов имеют одинаковую аномальную плотность.

5. Выводы.

1. При соблюдении в модели ОЛЗГ условий корректности [6-8] решение обратной задачи гравиметрии имеет устойчивое и геологически содержательное решение.

2. Существенных различий в результатах решения ОЛЗГ одно- и двух шаговыми итерационными методами практически не наблюдается.

6. Рекомендации к дальнейшему использованию. Приведенный метод рекомендован для картирования гранито-мигматито-гнейсовых комплексов горных пород в пределах Украинского кристаллического щита с целью поисков руд черных и цветных металлов.

Литература

1. *Е.Г. Булах, Ржаницын В.А., М.Н. Маркова.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Изд-во «Наукова думка», К., 1976, -220с.
2. *В.И. Старостенко.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. К., «Наукова думка», 1978, -210с..
3. *Е.Г. Булах, М.Н. Маркова, В.И. Тимошенко, П.Д. Бойко.* Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. К., «Наукова думка», 1984, с.112.
4. *Страхов В.Н.* О решении линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии. ДАН СССР, т.310, №6, 1991-с.1348-1352.
5. *Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С.* Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты. // Вісник АН УРСР. 1986, №12, -с.28-42.
6. *Миненко П.А.* Разделение горного массива по плотности обратным линейным преобразованием поля силы тяж ести. Сб. научн. тр. НИГРИ “Разработка руд черных металлов”, Кр. Рог, 1989, С.146-148.
7. *Миненко П.А.* Оптимизационные линейные алгоритмы обработки геологической и геофизической информации при поисках рудных залежей. Сб. научн. тр. НИГРИ “Проблемы разработки руд черных метал лов”, Кр. Рог, 1991, С. 107-111.
8. *Миненко П.А.* Общие теоретические аспекты построения моделей для решения обратной линейной задачи гравиметрии. Сб. научн. тр. Всеукр. Асоц. Геоинформатики «Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики». К., 2005, С. 241-245.
9. *Миненко П.А.* Теоретическое обоснование преобразования моделей решения некорректной линейной задачи гравиметрии в корректную с оптимизацией итерационного процесса на основе условно-экстремальных критериев. Материалы 32-й сессии международного научного семинара им. Д.Г.Успенского, Пермь, 2005, С.115-118.
10. *Миненко П.А.* Линейно-нелинейная обратная задача гравиметрии при поисках рудных месторождений в приповерхностной части Украинского кристаллического щита. «Сборник научных трудов Национального горного университета», №23, Днепропетровск, 2005, -с.136-143.
11. *Миненко П.А., Миненко Р.В.* Исследование структуры гранито-мигматито-гнейсовых комплексов украинского щита нелинейными методами гравиметрии. “Науковий вісник Національного гірничого університету”, №9, Днепропетровск, 2005, -с.66-68.
12. *Миненко П.А.* Методы, критерии и алгоритмы оптимизированных итерационных процессов при нерегулярных помехах высокой интенсивности. Труды IX междунар. Науч.-практич. Конф. «Системы и средства передачи и обработки информации» 5-10 сентября 2005г., ЧГТУ, Черкассы, 2005. -с.179-182.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ НА GEOTRAVERSE 1-EV

М.В. Минц¹, В.О. Михайлов², С.А. Тихоцкий², Д.Ю. Шур²

*¹Геологический институт РАН, ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
РАН, Москва*

В докладе представлены результаты сейсмоплотностного моделирования и геологической интерпретации вдоль участка геотраверса 1-ЕВ, проходящего в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива и его восточного склона. Геотраверс последовательно пересекает здесь структуры ранне-палеопротерозойского Липецко-Лосевского окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса, неоархейской Осколько-Приазовской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) и поздне-палеопротерозойского Воронцовского аккреционного пояса.

По сравнению с областями Фенноскандинавского щита и фундамента Московской синеклизы [Киселёва и др., 2003], разрез коры ВКМ характеризуется, в среднем, значительно большей насыщенностью отражениями. При этом уровень “отражательности” не обнаруживают сколько-нибудь закономерной зависимости от глубины в пределах за исключением относительно коротких интервалов. В отдельных участках наблюдается более или менее отчетливое чередование полого-наклонных “слоев”, различающихся уровнем “отражательности”. Благодаря этой особенности и, как правило, закономерной ориентировке отдельных отражений и интерференционных пакетов, структурный рисунок коры распознается достаточно уверенно. Собственно “прозрачные” и “полупрозрачные” области коры имеют более или менее изометричные очертания и занимают секущее положение относительно структурного рисунка. Повышенная “отражательность” коры в целом позволяет с большей уверенностью, по сравнению с более северными участками геотраверса, трассировать границы отдельных коровых пластин.

Для верификации геологической модели, построенной по результатам интерпретации сейсмического разреза СГ-ОГТ решалась обратная задача гравиметрии в 2,5-мерной постановке [Киселёва и др., 2003]. Верифицируемая геологическая модель содержит в сечении профиля 76 односвязных объектов, объединённых в 24 структурно-вещественных комплекса.

При решении обратной задачи применялась регуляризация с использованием условия минимума отклонения решения от начальной модели. При этом для коровых комплексов было задано единое значение начальной плотности 2,70 г/см³, соответствующее средней плотности нормальной коры. Поэтому полученные в решении плотности свободны от априорных предположений о составе структурно-вещественных комплексов, что позволяет провести независимый контроль геологических выводов, сделанных по результатам интерпретации сейсмического разреза.

Погрешность используемых для интерпретации аномалий в “геологической редукции” складывается из погрешности исходных данных и ошибок, вносимых при геологическом редуцировании за счёт неточности используемой априорной информации, и оценивается на уровне 2-3 мГал.

Имеется также аппроксимационная погрешность, связанная с использованием 2,5-мерного приближения при решении обратной задачи. Оценки этой погрешности для данного участка профиля дают 3-4 мГал. Поэтому суммарная среднеквадратическая погрешность, используемая в качестве критерия остановки итерационного процесса при автоматическом определении параметра регуляризации, была принята равной 5 мГал.

Практически подбор аномального поля осуществлён с погрешностью 4,9 мГал, что отвечает принятой точности и позволяет сделать вывод о том, что построенная по результатам интерпретации сейсмического разреза СГ-ОГТ геологическая модель не противоречит данным об аномалиях силы тяжести.

Основная черта анализу полученной плотностной модели строения литосферы – значительное увеличение средней плотности коры во всём интервале глубин при переходе от неархейских и ранне-палеопротерозойских структур соответственно Оскольско-Приазовской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) и Липецко-Лосевского пояса к поздне-палеопротерозойским структурам Воронцовского аккреционного пояса. В области верхней коры относительно лёгкие диоритовые гнейсы Донской ассоциации (в среднем $2,74 \text{ г/см}^3$) выклиниваются и перекрываются более плотными породами Воронцовской серии ($2,78 \text{ г/см}^3$) и надвигающимися к западу среднекоровыми комплексами с плотностями ($2,77 - 2,82 \text{ г/см}^3$). Интересно, что “верхняя” пластина этих комплексов, охарактеризованная насыщенными ориентированными отражениями на разрезе СГ-ОГТ имеет в среднем на $0,4 \text{ г/см}^3$ большую плотность, чем “нижняя”, более прозрачная, пластина. В области средней коры гранит-мигматитовые комплексы Оскольско-Приазовской ГЗО с плотностями $2,73-3,76 \text{ г/см}^3$ также выклиниваются, перекрывая погружающиеся к западу высокоотражающие комплексы Воронцовского аккреционного пояса с плотностями $2,83 - 2,86 \text{ г/см}^3$.

Именно увеличение средней плотности коры с запада на восток вдоль профиля, частично компенсируемое увеличением мощности мантийно-корового слоя с плотностью $3,08 \text{ г/см}^3$, объясняет региональную положительную аномалию силы тяжести амплитудой 30 мГал.

Полученные плотности структурно-вещественных комплексов, изученных в обнажениях на Воронежском кристаллическом массиве и по результатам бурения, хорошо согласуются с имеющимися данными об их составе. Так для Павловского комплекса, сложенного гранитами, граносиенитами и мигматитами получены плотности $2,65 - 2,70 \text{ г/см}^3$, а для вмещающих этот комплекс пород Донской ассоциации, сложенной преимущественно гнейсами диоритового состава – $2,74 \text{ г/см}^3$.

Выделенные на сейсмическом разрезе прозрачные области в целом характеризуются плотностями в интервале $2,66-2,71 \text{ г/см}^3$ в верхней коре (0-20 км) и могут повышаться до $2,77$ в средней и нижней (30-60 км) коре, что подтверждает их трактовку как тела гранитоидов. Важно, что хотя при решении обратной задачи эти объекты не объединялись в одну группу, а были разбиты на несколько групп, в зависимости от их локализации, для них получены весьма

близкие пониженные значения плотностей, что даёт независимое подтверждение предположению об их генетическом сходстве. Из этого ряда выбиваются только прозрачные области, локализованные в верхней коре в пределах пород Воронцовской серии, где для них получены плотности $2,75 \text{ г/см}^3$, что незначительно меньше плотности самой Воронцовской серии ($2,78 \text{ г/см}^3$). Здесь можно предположить несколько иной состав или более высокую степень метаморфизма этих комплексов.

Литература

Киселёва Е.А., Михайлов В.О., Пшеченкова Е.А., Тихоцкий С.А., Шур Д.Ю., Минц М.В., Хераскова Т.Н., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрющенко Ю.Н., Голованова Н.Г., Заможняя Н.Г. Глубинное строение и история развития московского бассейна в полосе геотраверса 1-ЕВ. // Материалы 30-й сессии семинара "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей". Часть 1. М.: ОИФЗ РАН. – 2003. с. 51-52.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ТЕНЗОРНОЙ ГРАДИЕНТОМЕТРИИ

В.О. Михайлов¹, М. Диаман²

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва,*

²*Институт физики Земли, г. Париж*

Постановка задачи определяется достигнутым в последние годы огромным прогрессом в области измерения аномалий тензора градиента гравитационного поля (далее ТГГП), что позволяет говорить о быстром возрождении гравитационной градиентометрии (Вольфсон, 2002). В историческом плане расцвет градиентометрии пришелся на 50-е годы, в последующие годы это направление в геофизике практически прекратило свое существование в основном в связи со сложностью проведения измерений. Однако уже в 60-е годы интерес к градиентометрии значительно возрос, особенно в связи с военными задачами, поскольку быстрое развитие систем спутниковой навигации привел к необходимости оперативного уточнения отклонения отвесных линий. Это потребовало включения в бортовые навигационные системы гравитационных вариометров, способных измерять градиенты с погрешностью порядка 1 Е (Пешехонов, 1991), т.е. возникла задача измерения ТГГП на подвижных носителях. Ряд новых революционных идей, таких как вращающиеся (модуляционные) системы, и новейшие технологии (бесконтактные подвесы и вакуумные технологии и др.) позволили создать приборы нового поколения, значительно более точные, компактные, позволяющие автоматизировать процесс съемки и обработки результатов измерений. Разработка аппаратуры для измерений ТГГП были начаты в 60-е годы в США, а затем в СССР и Франции. Эти работы имели в основном

оборонное значение и носили закрытый характер. Примерно 5 лет назад аппаратура для измерения ТГГП стала применяться и в интересах разведочной геофизики (наземные, аэро и морские градиентометры системы Bell, Falcone и др.), в первую очередь для разведки нефтяных и рудных месторождений. В интересах глобальной геофизики измерения ТГГП должны начаться в 2006 г., когда будет запущен новый спутник GOCE. Планируется, что разработанные для этого спутника градиентометры позволят вычислять модели глобального гравитационного поля с точностью до 1 мГл или 1-2 см в высотах геоида на длинах волн от 100 км.

Методика интерпретации аномалий ТГГП не претерпела столь революционных преобразований. В настоящее время измерения ТГГП в основном используются для расчета аномалий вертикальной составляющей силы тяжести (гравитационных аномалий), что позволяет применить весь ранее разработанный арсенал методов интерпретации. Уже на этом пути удастся получить определенные преимущества, поскольку аномалии, рассчитанные на основе ТГГП, имеют более высокочастотный состав, чем измеренные (тензорные измерения всегда сопровождаются измерениями гравитационного поля). Тем не менее, при таком упрощенном подходе теряется большой объем экспериментальной информации. Это утверждение может показаться парадоксальным, поскольку с позиций континуальной теории потенциала, имея измерения любой компоненты гравитационного поля или любой его производной на замкнутой поверхности, охватывающей массы (в частности, на бесконечной плоскости), можно рассчитать все остальные компоненты ТГГП. Однако применение этого фундаментального факта на практике осложняется тем, что измерения всегда проводятся в дискретной сети пунктов, на ограниченной площади и содержат часто весьма интенсивные случайные помехи. В результате в настоящее время возникает проблема создания эффективных методов интерпретации аномалий ТГГП, использующих преимущества одновременной регистрации всех его компонент.

В докладе рассмотрены вопросы одновременной фильтрации случайных помех с использованием всех компонент тензора вторых производных и новый метод определения глубин до эквивалентных источников, названный нами методом тензорной деконволюции.

Метод одновременной фильтрации случайных помех во всех компонентах ТГГП использует то обстоятельство, что эти компоненты являются производными одного и того же потенциала, и, следовательно, реальные аномалии, фиксируемые в одной из компонент, должны соответствующим образом проявляться и в остальных компонентах и измеренном гравитационном поле. Эта связь задается известными интегральными соотношениями, следующими из теории потенциала. Случайные помехи не имеют такого регулярного характера. Это обстоятельство позволяет построить весьма эффективные методы фильтрации, основанные на одновременном анализе всех компонент ТГГП и измеренного гравитационного поля. Технология базируется на методе одновременной аппроксимации всех

компонент ТГГП и измеренного гравитационного поля системами эквивалентных источников, расположенных на различных уровнях ниже уровня наблюдений. Ранее было показано, что такой подход является аналогом оптимальной фильтрации по Колмогорову-Винеру (Гордин и др., 1980, Артемьев и др., 1985, 1987 и др.). Важность этой аналогии состоит в том, что глубины до поверхностей, на которых располагаются эквивалентные источники, оказываются связанными с радиусами автокорреляции полезного сигнала и помехи, а отношение масс, расположенных под каждой точкой наблюдений, равно отношению дисперсий полезного сигнала и помехи. В случае одновременной фильтрации компонент ТГГП и измеренного поля задача ставится несколько иначе: уровень помех считается неизвестным и определяется принципиально достижимой точностью одновременной аппроксимации всех измеренных компонент системами эквивалентных источников. Действительно, помехи, присутствующие в различных компонентах связаны с целым рядом причин: это аппаратные шумы, помехи, вызванные неполной компенсацией ускорений, возникающих при движении носителя (спутника, самолета, судна), ошибки в ориентации измерительной системы и т.д. Эти погрешности сложным образом трансформируются процедурами фильтрации и осреднения, применяемыми при первичной обработке результатов тензорных съемок. Анализ имеющихся данных реальных тензорных съемок показывает, что хотя помехи в различных компонентах в ряде случаев оказываются закоррелированными, они не удовлетворяют условиям потенциальности и, как результат, не могут быть одновременно аппроксимированы одной и той же системой эквивалентных источников (при условии, что число источников не слишком велико, точнее, в случае одновременной аппроксимации всех компонент тензора и гравитационной аномалии, меньше числа пунктов умноженного на шесть). Итак, принципиальное значение имеет тот факт, что в тензорной гравиметрии совместный анализ всех измеренных компонент позволяет оценить уровень погрешности съемки в различных каналах тензорного градиентометра.

Весьма перспективным для локализации особых точек представляется расчет на различных уровнях аналитического сигнала (в двумерном случае равного квадрату модуля комплексного потенциала) и инвариантов ТГГП. Являясь тензором второго ранга, ТГГП имеет три инварианта. Из уравнения Лапласа следует, что сумма диагональных компонент тензора (первый инвариант) тождественно равна нулю (система первичной обработки данных тензорных измерений такова, что в результатах реальных измерений эта величина действительно равна нулю). Второй инвариант является взятой с обратным знаком полусуммой трех аналитических сигналов, образованных от трех компонент вектора ускорения силы тяжести (ранее в литературе рассматривался только один, предложенный в работе Nabighian, 1984, аналитический сигнал, образованный от вертикальной компоненты вектора силы тяжести). Третий инвариант равен определителю матрицы, составленной из компонент тензора. Второй инвариант, как и аналитические сигналы, хорошо

оконтуривает аномалеобразующие объекты и картирует близвертикальные разломы. Третий инвариант равен нулю для двухмерных тел и равен единице для точечного источника (идеально изометричного тела). Эта функция хорошо трассирует вытянутые тела и разломы. Большим преимуществом инвариантов является то, что они не зависят от ориентации осей координат и, следовательно, свободны от ошибок, связанных с неточной ориентацией градиентометра. Исследование инвариантов ТГГП было начато в работах (Андреев, 1986, Pedersen, Rasmussen, 1990), где были выведены формулы для инвариантов ТГГП элементарных источников (точечный источник, линия полюсов).

Метод тензорной деконволюции также основан на использовании инвариантов тензора вторых производных. Метод позволяет определить положение эквивалентного источника (эйлерова решения) не в скользящем окне, как это делается в методе Эйлера, а в каждой точке, где измерены все компоненты ТГГП. В результате повышается устойчивость определения положения эквивалентных источников и, что самое главное, появляется возможность оценки так называемого структурного индекса. Сравнение метода тензорной деконволюции с деконволюцией Эйлера показывает, что для трехмерных тел, ограниченных близвертикальными границами, в первом методе решения кластеризуются ближе к центру масс аномалеобразующих объектов, а во втором методе (при правильном выборе структурного индекса) – ближе к контуру объектов.

Литература

Андреев А.И., Тензор градиента гравитационного поля. Прикладная геофизика. Вып. 116. М., Недра, 1986. с. 99-104.

Артемяев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е., Михайлов В.О. Опыт разделения гравитационного поля на составляющие, обусловленные плотностными неоднородностями разной глубинности (на примере Северной Атлантики и Средиземноморья). Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. с. 44-52.

Артемяев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е., Гордин В.М., Михайлов В.О. Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. М.: Наука, 1987. – 156 с.

Вольфсон, Г.Б. Состояние и перспективы развития гравитационной градиентометрии. Применение гравиинерциальных технологий в геофизике. Сб. статей и докл. / Под ред. А.Г.Пешехонова. - СПб: ГНЦ РФ. ЦНИИ "Электроприбор", 2002.с. 90-105.

Гордин В.М., Михайлов Б.О., Михайлов В.О. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации аномальных полей. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980. № 1. с. 78-93.

Пешехонов В.Г., Проблемы высокоточной морской инерциальной навигации. Судостроительная промышленность. Сер. Навигация и гироскопия. – 1991. – Вып. 1.

Nabighian M.N. Towards a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. Geophysics, 1984, v.49, p. 780-786.

Pedersen L.B., Rasmussen N.M. The gradient tensor of potential anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps. *Geophysics*, 1990, v. 55, p. 1558-1566.

АЭРОГРАВИМЕТРИЯ В РОССИИ: ТЕХНОЛОГИЯ, РЕЗУЛЬТАТЫ

В.Е.Могилевский, Д.В. Каплун, С.А. Павлов, И.Л. Яшяев

ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва

В последние годы в России и за рубежом наблюдается повышенный интерес к аэрогравиметрическим исследованиям – измерению силы тяжести на борту летящего самолета (вертолета). Аэрогравиметрия имеет ряд несомненных преимуществ перед традиционными гравиметрическими методами: быстрота получения материала, высокая экономическая эффективность (особенно при работах в труднодоступной местности – горные районы, заболоченная тундра, акватории морей и озер, транзитные зоны) и возможность изучения поля силы тяжести в трехмерном пространстве (на разных высотных уровнях). Список сообщений и публикаций в Интернете по аэрогравиметрической тематике в настоящее время включает несколько сотен пунктов.

В мире всего несколько компаний владеют аппаратурой и технологией аэрогравиметрических съемок в коммерческих целях. Это Carson Services (США), Edcon Aero Surveys (США), Sander Geophysics (Канада), международная корпорация Fugro LCT и ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» (Россия).

В нашей стране систематические работы по аэрогравиметрической тематике начались более тридцати лет назад во ВНИИГеофизике под руководством В.В. Федынского и А.М. Лозинской. Задача оказалась очень сложной и потребовала значительных усилий. Основной проблемой, возникающей при измерениях силы тяжести на самолете, является исключение и/или учет воздействия на измерительную систему ускорений носителя, величина которых может в десятки тысяч раз превышать амплитуду аномалий силы тяжести.

В последние годы аэрогравиметрические исследования в нашей стране были в основном сосредоточены в ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика». К настоящему времени создана аппаратура, разработана методика и накоплен опыт проведения аэрогравиметрических съемок масштабов 1:100000-1:200000 в производственных объемах на самолетах типа АН-30 с погрешностью 0.4-0.5 мГал.

Съемки выполняются двумя аппаратурными комплексами «Гравитон-М» (разработка ВНИИГеофизики, МГТУ им Н.Баумана, «ГНПП Аэрогеофизика») и «Силомер» (разработка ООО «Гравиметрические технологии»).

В комплексе «Гравитон-М» в качестве чувствительного элемента используются струнные гравиметры (ГСМ) с жидкостным демпфированием

груза, разработанные специально для аэрогравиметрических исследований. Принцип действия гравиметра основан на измерении частоты поперечных колебаний струны, к нижнему концу которой подвешен груз (пробная масса), погруженный в демпфирующую жидкость высокой вязкости. Горизонтальные перемещения груза предотвращаются с помощью тонких плоских пружин, поперечная жесткость которых мала по сравнению с продольной. Гравиметр обладает малым весом, малой чувствительностью к сотрясениям, большим диапазоном измерения и удобной системой цифровой регистрации данных.

Чувствительный элемент комплекса «Силомер» работает на другом принципе. В нем пробная масса выполнена в виде плоской катушки в зазоре дифференциальной магнитной системы, состоящей из четырех магнитов. Положение катушки относительно корпуса в горизонтальном направлении фиксируется с помощью двух упругих подвесов. Постоянная составляющая силы тяжести компенсируется подачей в катушку постоянного тока от прецизионного источника тока. Остальная часть силы тяжести компенсируется контуром с отрицательной обратной связью. Компенсационный ток преобразуется в частотный сигнал, пропорциональный приращению силы тяжести.

В обоих комплексах, для минимизации влияния горизонтальных ускорений, гравиметрические датчики размещены на гиросtabilизированных платформах, обеспечивающих удержание осей чувствительности гравиметров вдоль местной вертикали при изменениях курса и скорости летательного аппарата. В используемых гиросtabilизаторах применен самый современный, т.н. интегральный (шулеровский) метод коррекции положения гравиметров, введением в команды управления сигналов, формируемых в бортовых вычислителях гиросtabilизаторов.

Навигационное обеспечение аэрогравиметрических работ выполняет спутниковая система GPS, для приема сигналов которой на самолетах устанавливаются специальные приемники. Навигационные данные используются не только для привязки съемочных маршрутов и вычисления поправки Этвеша, но и, прежде всего, для определения и учета вертикальных возмущающих ускорений летательных аппаратов при съемке. Необходимая для этого точность позиционных решений (первые сантиметры) достигается при дифференциальном режиме работы спутниковых навигационных систем с использованием наземных базовых станций вблизи площади съемки.

Съемки выполняются вдоль сетей прямолинейных маршрутов на минимальных постоянных барометрических высотах, обеспечивающих безопасность полетов. Скорость съемок определяется минимальной скоростью движения воздушного судна, при которой сохраняется устойчивость его полета. Для самолета Ан-30 это 280- 300 км/час.

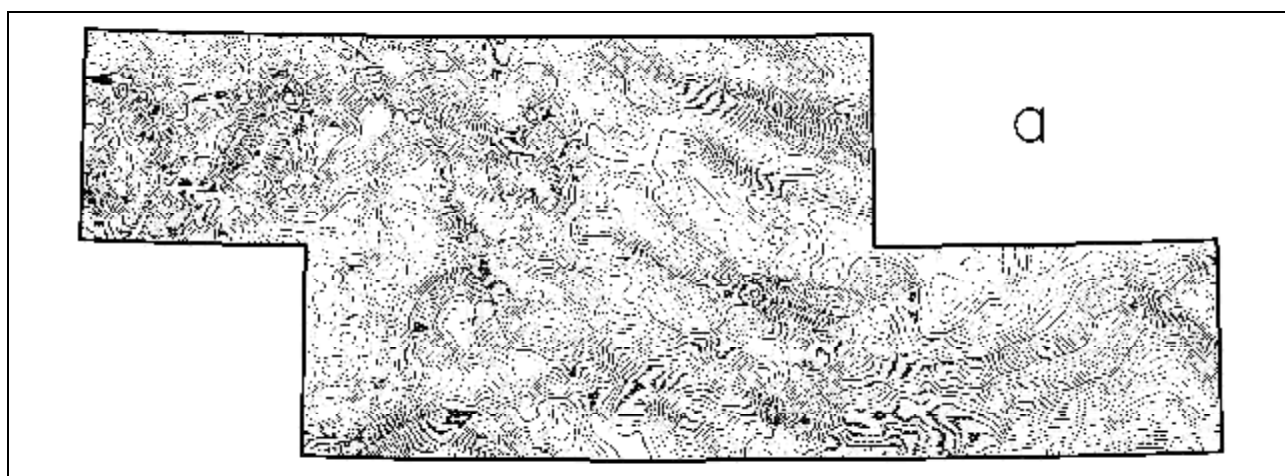
Обработка данных заключается в учете с максимально возможной полнотой всех возмущающих ускорений и введении необходимых поправок. При этом необходимо учитывать, что некоторые члены вычислительного алгоритма имеют строго детерминированную природу (вертикальные ускорения,

нормальное поле, поправки Этвеша, за свободный воздух); другие содержат неопределенные параметры (поправки за влияние горизонтальных ускорений); ряд членов, возможно, определены с недостаточной точностью (параметры гравиметра) и, наконец, имеются элементы, влияние которых на гравиметр на сегодняшний день не вполне ясны (например, производные ускорений движения). Решение этой задачи выполняется на основе многомерной линейной регрессии, в которой целевым параметром служит сумма всех детерминированных поправок и ускорений.

Результаты подвергаются адаптивной (калмановской) фильтрации на интервале 80-100 сек. Пространственное разрешение этой процедуры по граничной частоте соответствующей передаточной функции (способ оценки «half sine wave») составляет 3.5 – 4 км. Иными словами, реальные аномалии силы тяжести с горизонтальными размерами более 4 км должны находить свое отражение в результатах съемки. Кондиционная гравиметрическая съемка масштаба 1:100000 в соответствии с «Инструкцией по гравиразведке» должна иметь плотность сети наблюдений 0.25 – 1.0 пункт на 1 кв. км. При такой плотности и требовании «аномалия считается достоверной, если она выделена не менее, чем на трех пунктах различных звеньев» съемка позволяет выявлять структуры размером более 3-5 км. Таким образом, аэрогравиметрические данные после обработки по своему пространственному разрешению удовлетворяют требованиям к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100 000.

В 2005 году в различных регионах России ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» на площади 150 000 кв. км выполнила более 300 000 пог. км аэрогравиметрической съемки в комплексе с аэромагнитными и аэрогамма-спектрометрическими измерениями.

Ниже в качестве примера (рис. 1) приведены результаты аэрогравиметрической и наземных съемок масштабов 1:100 000 и 1:200 000 на Северном Кавказе.



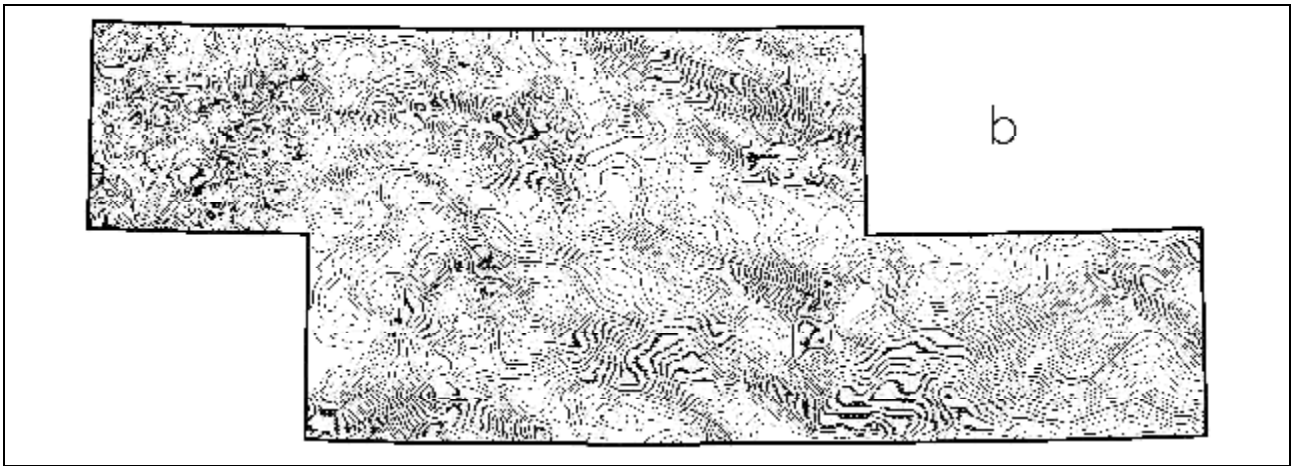


Рис. 1. Карты аномалий силы тяжести по наземным (а) и аэрогравиметрическим (b) данным в условном уровне.

Оценка погрешности аэрогравиметрической съемки по внутренней сходимости составила 0.52 мГал. В качестве дополнительной оценки качества измерений было выполнено их сопоставление с наземными данными. На площади работ детальные наземные гравиметрические съемки с погрешностью не хуже 0.2 мГал и в объемах, позволяющих использовать их в качестве эталонных измерений, не проводились. Площадь покрыта съемками разной детальности и качества масштаба 1:100 000 и мельче. Границы наземных съемок с разной степенью надежности выделены по расположению пунктов наблюдения. Съемки сравнивались после пересчета их результатов в одни и те же узлы равномерной сети в двух вариантах: на высоте 800 метров над уровнем моря и на физической поверхности Земли. Результаты сопоставления представлены на рис. 2.



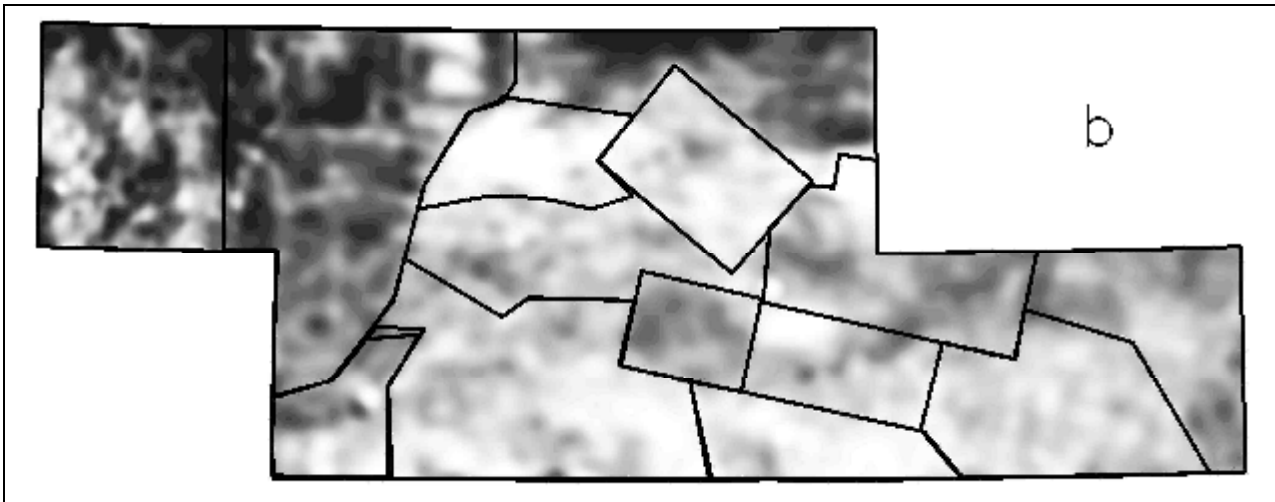


Рис. 2. Точки измерения (а) и контуры площадей отдельных наземных съемок на карте расхождений наземных и аэрогравиметрических данных (b).

Границы основных структур на рис 2b, как правило, совпадают с контурами наземных съемок. Поскольку распределение ошибок аэрогравиметрических измерений не может определяться наземными работами, из этого следует, что съемки на земле выполнены с разной точностью и их результаты не полностью увязаны между собой.

Сравнение результатов съемок проводилось после пересчета их в равномерную сеть и приведения к высоте 800 м над уровнем моря и после пересчета аэроданных на физическую поверхность.

Для всей площади (44041 точка сопоставления) стандарт разности значений составил соответственно 0.78 и 0.91 мГал. Считая съемки равноточными, получаем оценки их погрешности 0.55 и 0.65 мГал (на физической поверхности оценка погрешности результатов съемки хуже, поскольку она включает ошибки, обусловленные некорректной процедурой пересчета аэрогравиметрических данных вниз). Такие же оценки для участков, покрытых съемкой масштаба 1:100 000 (6963 точки), дают значения 0.44 и 0.52 мГал.

Представленные материалы дают основание сделать вывод: современный уровень аэрогравиметрических исследований в России позволяет проводить съемки и получать карты аномалий силы тяжести, точность и пространственное разрешение которых соответствует требованиям, предъявляемым к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100 000.

ТОМОГРАФИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Л.Ф. Московская
ФГНПП «Севморгео»

В работе рассматривается решение задачи инверсии профильных измерений глубоководных вертикальных электрических зондирований. Особенностью данных зондирований является то, что применяется линейная несимметричная установка зондирования, которая представляет собой генераторную линию и последовательность приёмных разносов. Возбуждение среды осуществляется на частоте 3,3 гц. Установка зондирования перемещается по изучаемому профилю на дне моря. Во время движения синхронно на всех разносах регистрируются напряжения. Измерения на профиле выполняются с высокой степенью детальности (3-4 точки на метр). Обычно длина профиля существенно превышает размеры установки зондирования. Исследования проводятся либо на отдельном профиле, заданном геологами, либо по сети профилей на интересующем участке. Расстояние между профилями составляет не менее 50 метров. В работе [Московская Л.Ф., 2005] было показано, что обоснованное трёхмерное моделирование может осуществляться для сети данных с детальностью не более 15 метров. Установка зондирования обладает наибольшей чувствительностью к аномальным проводящим включениям, фокусирующими свойствами, в области пространства прилегающей непосредственно к ней. Конструктивным подходом к решению задачи определения морфологии аномальных включений является поиск распределения проводящих объектов в их проекции на вертикальную плоскость главного сечения, т.е. двух с половиной мерное моделирование. Наиболее практически востребованным современным подходом к интерпретации данных электроразведки являются высокоскоростные формализованные алгоритмы инверсии измерений в геоэлектрические разрезы.

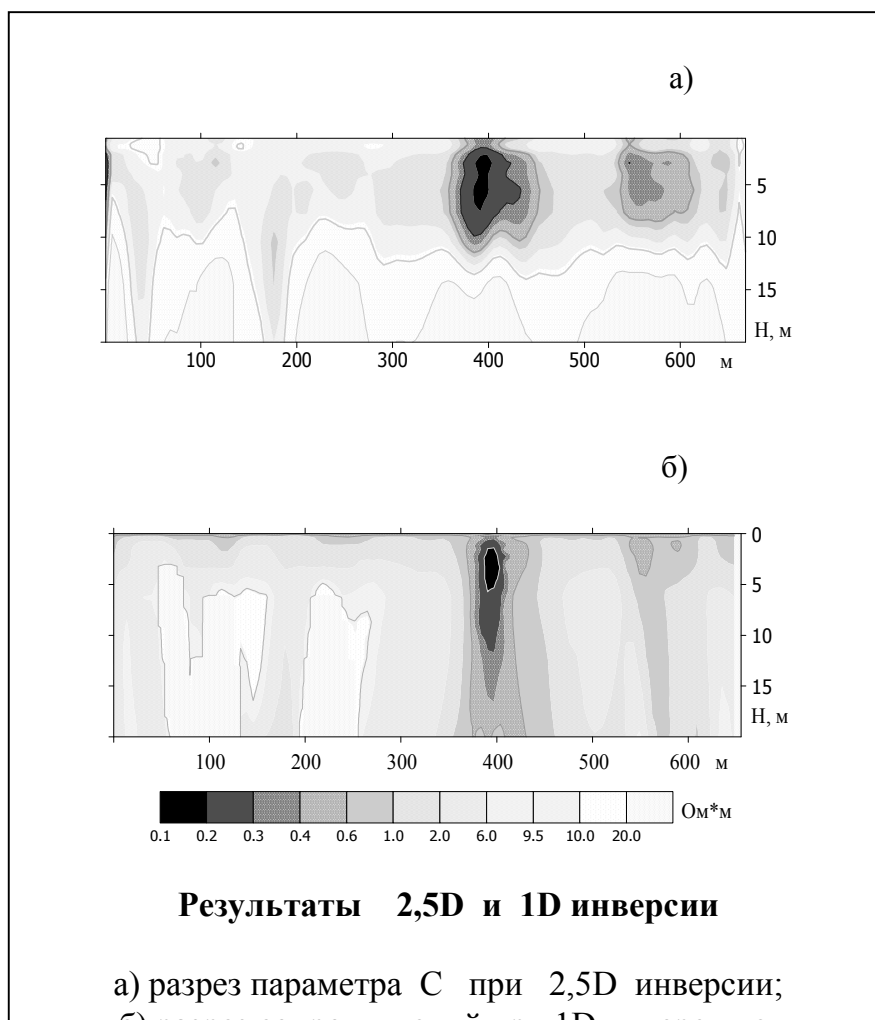
Общая идеология двумерной и двух с половиной мерной инверсии была сформулирована [Sasaki Y., 1989; Loke M.H. and Barker R.D., 1995]. Базовый алгоритм решения прямой задачи и вычисления частных производных в этих исследованиях опирался на конечно-разностные методы. Альтернативный способ построения вычислительных схем, позволяющий естественным образом усложнять модель вмещающей среды, включая одномерные среды, опирается на использование метода объёмных интегральных уравнений [Марченко М.Н., 1999; Zhdanov M. And Hursan G., 2000; Московская Л.Ф., 2005].

Созданные алгоритмы инверсии ориентированы на интерпретацию наиболее распространённых высокоплотных съёмки со стационарным расположением точек зондирования. Как правило, они предназначены для зондирований с точечными источниками возбуждения и приёма для потенциальных наземных методов электроразведки [Loke M.H. and Barker R.D., 1995; Марченко М.Н., 1999]. Решение обратной задачи осуществляется на основе минимизации функционала невязки, полученного методом наименьших квадратов с добавочными регуляризаторами решения: по гладкости, по компактности носителя аномалии и т.п. [Loke M.H. and Barker R.D., 1995; Portniaguine O. and Zhdanov M.S. 1999]. Решения строятся для трансформанты измеренных сигналов в параметр кажущегося сопротивления с его

логарифмическим масштабированием. Это является сильным стабилизатором инверсии, вместе с тем существенно загрубляет решение.

Развитая в данной работе концепция 2,5D инверсии предназначена для проведения оперативной интерпретации данных. Инверсия выполняется в скользящем окне, соответствующем движению установки зондирования по профилю. Решение опирается на метод объёмных интегральных уравнений. Для расчёта необходимых для решения прямой задачи тензоров Грина с высокой пространственной плотностью использован новый метод сжимающих отображений [Московская Л.Ф., 2005], позволяющий создавать эффективные схемы вычислений для электромагнитных полей с высокой пространственной сетью. Задача решается в томографическом приближении. При решении обратной задачи используется метод корреляционного подобия [Московская Л.Ф., 2003], являющийся естественным стабилизатором решения. С его помощью формируется пространственно компактная аномальная область и обеспечивается высокая сходимость алгоритма. Задача решается непосредственно относительно аномальных полей без перехода к логарифмически промасштабированным кажущимся сопротивлениям. Это обеспечивает более высокую чувствительность процесса к выявлению формы аномальной области.

На примере интерпретации полевых измерений на одном из профилей глубоководного сульфидного рудного поля Логачёв-1 в Атлантическом океане выполнен сравнительный анализ возможностей выявления параметров аномальных проводящих 2,5D инверсии.



при 1D и

Литература

1. *Марченко М.Н.*, 1999, Двумерная инверсия многоэлектродных вертикальных электрических зондирований. Дисс. на соискание учёной степени к. ф.-м. н., МГУ.
2. *Могилатов В.С., Эпов М.И.*, 2000, Томографический подход к интерпретации данных геоэлектромагнитных зондирований, *Физика Земли*, №1, с.78-86.
3. *Московская Л.Ф.*, 2003, Метод подобия в обратных задачах электроразведки. *Геофизика* № 2, с. 46-51.
4. *Московская Л.Ф.*, 2005 Фокусирующие свойства установки вертикальных зондирований при глубоководных исследованиях геоэлектрического разреза. *Геофизика* № 5, с.27-31.
5. *Portniaguine O. and Zhdanov M.S.* 1999, Focusing geophysical inversion images, *Geophysics*, Vol. 64, No.3, P.874-887.
6. *Zhdanov M. And Hursan G.*, 2000, 3D electromagnetic inversion based on quasi-analytical approximation, *Invers Problems*, 1297-1322.
7. *Loke M.H. and Barker R.D.*, 1995, Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, *Geophysics*, Vol. 60, No. 6., P. 1682-1690.
8. *Sasaki Y.*, 1989, Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data, *Geophysics*, Vol.54, No.2,p. 254-262.

НОВЫЕ ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ИХ ИЗВЕСТНЫЕ АНАЛОГИ

А.А. Никитин

Российский государственный геологоразведочный университет

1. В последнее десятилетие при обработке геофизических данных получили развитие такие приемы, как генетические алгоритмы, вейвлет - преобразование, фрактальный анализ, нейронные сети, направленные на выделение сигналов и построение интерпретационных моделей при минимуме априорной информации о форме сигналов и параметрах среды, а также в условиях нестационарного характера наблюдений. В то же время, большинство новых приемов обработки являются аналогами уже известных алгоритмов, достаточно широко применяемых в практике обработки и интерпретации геофизических данных. К этим приемам, прежде всего, относятся генетические алгоритмы, нейронные сети и, отчасти, вейвлет - преобразование.

2. Генетические алгоритмы, получившие свое название от термина «генетика», который для мира живых организмов означает их приспособляемость к изменениям окружающей среды, являются аналогами адаптивных (самонастраивающихся) фильтров, предложенных С.А.Кацем в сейсморазведке и автором при обработке потенциальных полей.

Фильтр С.А.Каца основан на максимизации линейной формы, представляющей скалярное произведение вектора управляющих параметров с вектором наблюдаемых значений, доказывается, что квадрат этой формы с точностью до константы равен оценке отношения сигнал/помеха. В дальнейшем самонастраивающийся фильтр получил развитие в виде энергоанализа сейсмических трасс. Алгоритм самонастраивающейся фильтрации нами был реализован на основе статистики Хоттеллинга, что обеспечило определение порогов принятия решения о наличии сигналов (аномалий), оценку надежности их обнаружения и разрешающую способность фильтра. Подобные оценки отсутствовали для фильтра С.А. Каца.

В приведенных выше алгоритмах самонастраивающихся фильтров, путем изменения размеров, формы и простирающихся скользящих окон осуществляется выделение сигналов различного частотного состава и направления. Наиболее эффективным применением этих фильтров оказалось при выделении линейных сигналов (аномалий). В компьютерной технологии КОСКАД-3D была реализована процедура автоматического трассирования выделенных линейных сигналов.

3. Вейвлет-преобразование, как частотно-временной (частотно-пространственный) анализ данных, представляет разложение сигнала по системе вейвлетов, т.е. таких функций, каждая из которых является смещенной и масштабируемой (сжатой или растянутой) копией одной и той же заданной по форме функции-сигнала (порождающего вейвлета). Таким образом, вейвлет-преобразование, по-существу, представляет аналог оптимальной согласованной фильтрации. Технология СВАН (спектрально-временной анализ) для прогнозирования типов геологического разреза по данным сейсморазведки, предложенная И.А. Мушиным и развитая Е.А. Давыдовой, также является аналогом вейвлет - преобразования. В то же время частотно-временная локализация сейсмических сигналов, заложенная в процедуре вейвлет-анализа, существенно расширяет возможности как согласованной фильтрации, так и технологии СВАН. В сейсморазведке в качестве порождающего вейвлета обычно используется Морле-вейвлет. Его использование при анализе волнового поля при решении детализационных задач сейсморазведки обеспечивает выделение информативной составляющей, по изменению энергии которой реализуется дифференциация временного разреза по типу флюидонасыщения. Для обработки потенциальных полей С.В. Пискун предложил порождающий вейвлет для описания ядра Пуассона, им же совместно с Б.С. Световым на основе того же МНАТ-вейвлета («мексиканская шляпа») были проинтерпретированы данные электрического поля над сферическими проводниками, расположенными на разных глубинах, что позволило практически однозначно найти глубины проводников для 30 сферических моделей на глубинах от 3 до 300 метров.

4. **Фрактальный анализ**, основанный на самоподобии геологических структур и сопровождающих их геофизических аномалий при переходе от макроуровня к микроуровню, начинает активно использоваться не только при обработке данных, но и для построения интерпретационных моделей. Действительно, уже сама стадийность геологоразведочного процесса, начиная с региональных исследований масштаба 1:1.000.000, среднемасштабного геокартирования 1:200.000, общих поисков масштаба 1:50.000 и заканчивая поисково-оценочными работами масштабов 1:10.000 и 1:2.000, свидетельствует о самоподобии исследований и, следовательно, о фрактальной структуре выделяемых аномальных эффектов. Самоподобие аномалий возникает при оценке так называемого эффекта телескопирования, когда локальные аномалии от отдельных рудных тел при наземных наблюдениях объединяются в более крупные от месторождений и рудных полей при аэросъемках, проводимых на разных высотах, до аномалий регионального характера от рудных провинций при космических съемках.

При выделении разноуровневых аномалий, и в частности, эффекта телескопирования, предложено использование геометрических фракталов путем изопериметрических приемов их представления, при которых геометрия аномалий имеет фрактальную (дробную) природу, поскольку реализуется одними и теми же повторяющимися элементами с разными основаниями соответствующих аномалий. Фрактальные поверхности отличаются тем, что описываются набором исходных элементов из простых геометрических фигур. При этом, чем сложнее поверхность, тем большее количество операций необходимо для ее описания (представления). Оценка сложности поверхностей и геометрических фигур производится на основе Хаусдорф-метрики. Для площадных фигур (аномалий) эта метрика представляет собой отношение логарифма периметра фрактальной фигуры к логарифму суммы оснований подобных элементов $D_n = \log(P) / \log(\sum a_i)$, где D_n - Хаусдорф-метрика, P - периметр площадной фрактальной фигуры, a_i - основание элемента i -ой итерации (длина основания i -ой аномалии). Соответствующее выражение для оценки сложности трехмерных фигур $D_n = \log(S) / \log(\sum \theta_i)$, где S - площадь объемной фигуры, описывающей поверхность аномалии, θ_i - площадь основания элемента i -ой итерации (аномалии). В.И. Пахомовым предложены достаточно простые выражения для расчета Хаусдорф-метрики, когда соотношения в размерах окон, для которых вычисляется метрика, кратно пяти. Несмотря на то, что прямых аналогов фрактального анализа в практике обработки геофизических данных при выделении аномалий не существует, однако определенная аналогия при разделении аномальных эффектов по интервалам корреляции и их связи по коэффициентам корреляции прослеживается. На подобную аналогию указывает практическая идентичность выделенных аномалий путем фрактального анализа и с помощью адаптивной энергетической фильтрации при обработке данных детальной гравиметрической съемки по акватории Азовского моря (приводятся примеры). В то же время использование фрактальных структур множества особых точек для функций, описывающих аномальные потенциальные поля, а также фрактальный характер самих геологических структур, реализованные

Ю.И.Блохом, безусловно, расширяют возможности интерпретации гравитационных и магнитных аномалий при построении моделей, адекватных реальной геосреде.

5. **Нейронные сети**, в частности, вероятностные нейронные сети, получившие в отечественной и зарубежной литературе применение при прогнозе фильтрационно-емкостных свойств пород по комплексу сейсмических атрибутов и данных геофизических исследований скважин, является непосредственными аналогами статистических алгоритмов распознавания образов. Здесь новая терминология, по-существу, ничего принципиально нового в решение задач прогноза не привносит. Выделение трех слоев нейронной сети: входного – это комплекс исходных атрибутов, промежуточного – это информативная совокупность атрибутов, определяемая на эталонных объектах, и выходного – это результат комплексного анализа в виде комплексного параметра; - представляет собой известную процедуру распознавания образов по комплексу признаков (атрибутов) при наличии эталонных объектов. Информативная совокупность атрибутов для оценки фильтрационно-емкостных свойств устанавливается по величине множественного коэффициента корреляции между атрибутами и физическими свойствами пород по интервалам скважины с известной нефте-газонасыщенностью. Кроме того, сравнение вероятностных нейронных сетей с широко применяемым в практике комплексного анализа геоданных модифицированным А.В.Петровым методом К-средних показало их полную идентичность при решении задач классификации. Наконец, сами специалисты по разработке нейронных сетей признают, что нейронные сети в точности до деталей отражают статистический подход в распознавании образов решении задач классификации.

Выводы

1. Большинство рассмотренных выше новых приемов обработки являются известными аналогами применяемых в практике обработки геофизических данных. В то же время вейвлет - преобразование и фрактальный анализ существенно расширяют возможности интерпретации потенциальных и волновых полей.

2. Необходимо провести более детальное сравнение новых приемов с известными их аналогами с целью оценки повышения информативности результатов обработки и интерпретации геофизических данных.

3. Целесообразно рекомендовать включение новых приемов обработки и интерпретации геофизических данных в соответствующие лекционные курсы по обработке и интерпретации, читаемые для студентов старших курсов геофизических специальностей.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

РАНЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК ДЛЯ ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Г.Г. Номоконова, В.П. Меркулов, Д.Ю. Расковалов

Томский политехнический университет, г.Томск

Важным качеством геофизической информации является ее объективность. В силу этого результаты детальных и точных геофизических съемок могут быть многократно использованы, в первую очередь при изменении задач исследования, появлении дополнительной геологической информации, при совершенствовании моделей объекта исследования и приемов интерпретации геофизических данных. В настоящей работе излагается концепция использования результатов ранее проведенных геофизических работ при оценке нефтегазоносности юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (в границах Томской области).

Исследуемая территория характеризуется очень хорошей изученностью геофизическими съемками. Вся площадь покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:50 000 и наземной гравиметрической съемкой 1:200 000 (Е.М. Звягин, Б.С. Барулин, В.П. Повадатор и др.). На отдельных участках съемки были более детальными и сопровождалась измерениями электрических и гамма-спектрометрических полей. Следует отметить, что территория Томской области покрыта названными геофизическими исследованиями равномерно, с одинаковой детальностью в западной (с выявленными месторождениями углеводородов) и в восточных частях. Это отличает гравитационные и магнитные исследования от сейсморазведочных работ, плотность которых на правобережье Оби незначительна. Кроме этого, к положительным качествам съемок потенциальных полей следует отнести высокую точность и детальность наблюдений, предельно необходимую для закрытых территорий.

Недостатком проведенных геофизических съемок является их чисто технический характер: съемки практически не сопровождалась геологической интерпретацией геофизических полей и какими-то ни было прогнозами по ним нефтегазоносности территорий. Изучение Западной Сибири гравитационными и магнитными съемками было планомерно и закончилось к 1991 году. Последующий за этим период не способствовал доведению до нужного уровня результатов геофизических съемок, поскольку стратегия изучения нефтеносных территорий, в том числе западных районов Томской области, была направлена на доразведку и эксплуатацию уже выявленных месторождений, и о будущем наращивании перспективных территорий не задумывались. Результаты съемок не только не были проинтерпретированы в направлении извлечения из них нефтегазопроисходительной информации, но и не выявлены критерии, с помощью которых эта информация должна извлекаться.

Вместе с тем вопрос о поисково-прогнозной информативности аэромагнитного и гравитационного полей на территории Западной Сибири не решен и его решение не очевидно. В соответствии с особенностью физико-геологического разреза и отчасти технологии измерений (наблюдения с самолета в магниторазведке) в гравитационных и магнитных полях отражается не структура и петрофизические неоднородности осадочного чехла, как бы нам хотелось, поскольку месторождения углеводородов локализованы в нем, а

структура (поверхность) и петрофизические неоднородности фундамента. Следовательно, должен быть решен вопрос, кроме всего прочего, об унаследованности развития чехлом состава и структуры фундамента, и, возможно, об унаследованности чехлом нефтегазоносности фундамента.

Для выяснения принципиальной возможности решать поисково-прогнозные задачи по результатам геофизических съемок мы сопоставили (путем простого наложения информации) гравитационные и магнитные поля с контурами известных месторождений Западной Сибири (в масштабе 1:2 500 000) и Томской области (в масштабе 1:1 000 000) [1,2]. В полном объеме такое сопоставление сделано для магнитного поля. Опубликованные материалы (Богачев,1996; Бембель,2003) позволяют выявленные закономерности переносить на гравитационное поле, хотя в гравитационном поле петрофизические неоднородности чехла отражаются в большей степени, чем в магнитном поле, а породы фундамента менее дифференцированы по плотности, чем по намагниченности.

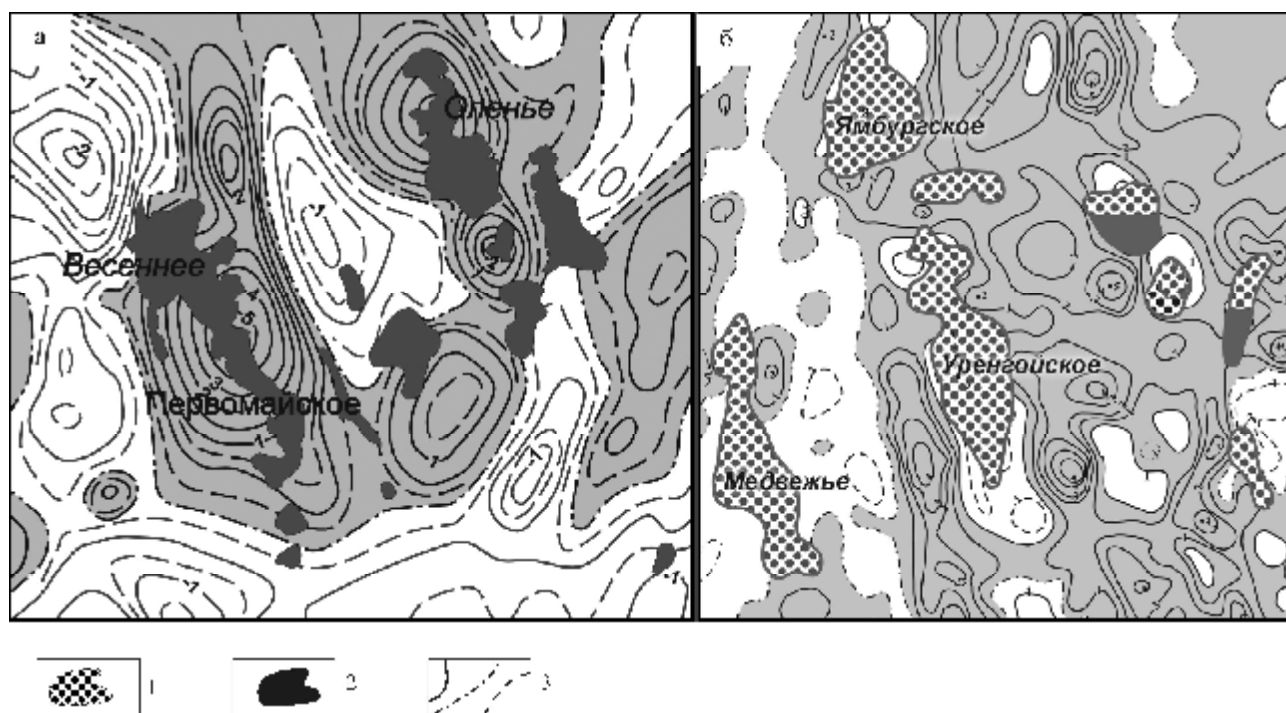


Рис.1. Отражение газовых (1) и нефтяных (2) месторождений в региональном магнитном поле Западно-Сибирской плиты.

а – Каймысовский свод; б – Надым-Пурская нефтегазоносная область; 3 – изолинии индукции магнитного поля (положительные интервалы затемнены).

Выявлены следующие закономерности.

Во-первых, месторождения углеводородов закономерно отражаются в магнитном и гравитационном полях, узнаваемо изменяя структуру этих полей (рис.1,2). Иными словами, размещение месторождений в осадочном чехле связано с составом (через плотность и намагниченность) и структурной поверхности фундамента. В ряде случаев, например для Уренгойского газового

месторождения (рис.1б), контуры геофизической аномалии и контуры месторождения настолько совпадают, что создается обманчивое впечатление, что источником аномалии (в данном случае магнитной) является само месторождение.

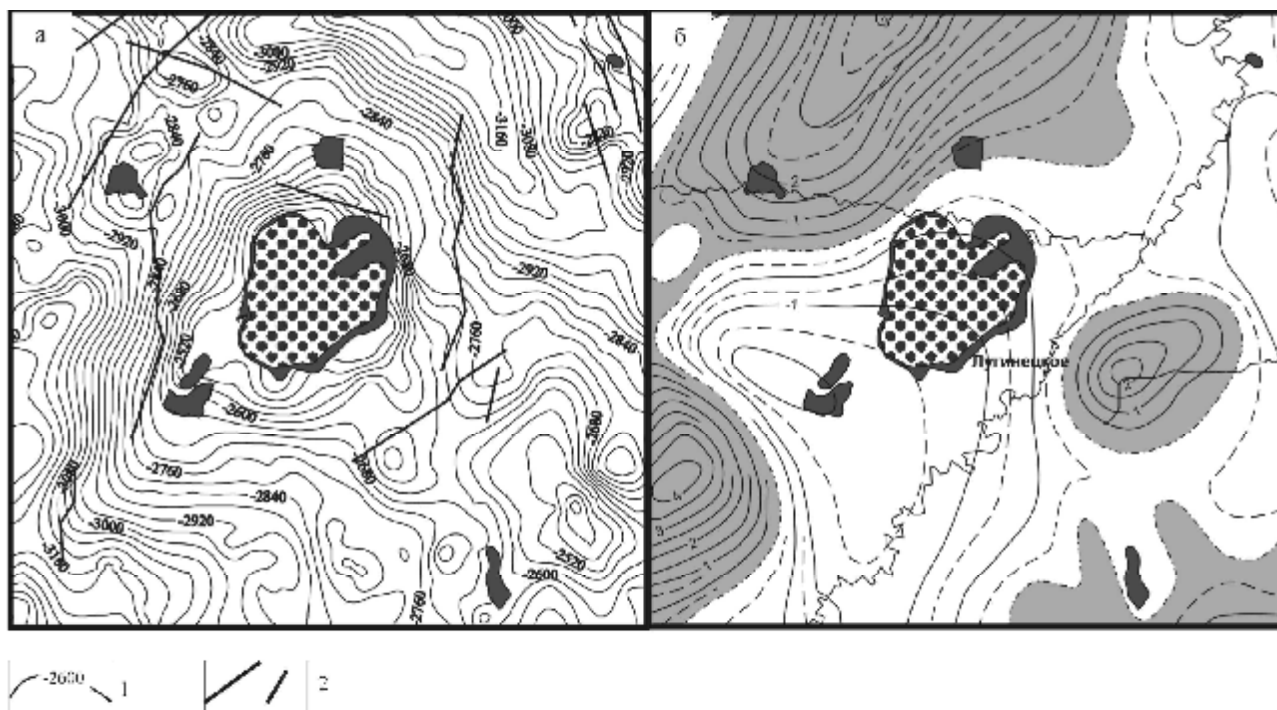


Рис. 2. Лугинецкое газовое месторождение в структуре поверхности доюрского фундамента (а) и в магнитном поле (б)

1 – изогипсы отражающего горизонта; 2 – разрывные нарушения в юрских отложениях. Остальные условные обозначения на рис. 1.

Во-вторых, характер отражения месторождений углеводородов в физических полях, по крайней мере в магнитном, зависит от крупности месторождения, его фазового состава, локализации в породах определенного стратиграфического уровня, расположения относительно структур преимущественно первого порядка. Так, газовое и газоконденсатное Лугинецкое и Мыльджинское месторождения локализованы в градиентной зоне магнитного поля, закономерно искажая структуру этой зоны (рис.2). Преимущественно однопластовые (пласт Ю₁) нефтяные месторождения севера Каймысовского свода размещены исключительно в границах положительных магнитных аномалий, кольцом обрамляющих магнитный минимум (рис.1а). Месторождения Останинской группы, для которых характерна нефтеносность фундамента, локализованы в границах отрицательной магнитной аномалии, обрамленной (как и в случае с месторождениями севера Каймысовского свода) кольцом повышенного магнитного поля.

Из полученных результатов следуют основные положения концепции использования результатов ранее проведенных геофизических съемок при

оценке нефтегазоносности новых территорий: а) гравитационные и магнитные поля, отражающие структуры и петрофизические неоднородности фундамента, несут в себе информацию о нефтегазоносности осадочного чехла; б) для использования геофизических признаков нефтегазоносности необходимо выявить критерии (геофизические, геоморфологические, геологические) районирования территорий по применимости прогнозно-поисковых геофизических признаков, а также уточнить и возможно расширить эти признаки по результатам анализа более детальных съемок; в) необходимо решить вопросы генетического плана, в частности, изучить природу аномалий геофизических полей, унаследованности процессов развития и нефтегазоносности системы «фундамент-осадочный чехол», а также генезиса месторождений углеводородов в целом. Это необходимо, поскольку отражение месторождений углеводородов в петрофизических неоднородностях фундамента не находит удовлетворительного объяснения известными геологическими причинами и гипотезами, а технологии поиска, разведки и эксплуатации месторождений строится, как правило, на определенных представлениях о генезисе месторождений.

Исследовать вопросы природы аномалий, ответить на вопросы: какие геологические процессы вызвали аномалии магнитного и гравитационного полей можно двумя путями.

Во-первых, использовать результаты опробования скважин, пробуренных до фундамента. Анализ этих исследований, в целом, подтверждает то, что можно предполагать из общетеоретических представлений. Высокоплотными и высокомагнитными образованиями доюрского фундамента являются пермо-триасовые габбро-долериты рифтовых зон (Колтогорско-Уренгойский рифт) и впадин (Нюрольская, Усть-Тымская), а также основные и ультраосновные (офиолитовая ассоциация) породы эвгеосинклинальных частей герцинской складчатой системы. Умеренной и низкой намагниченностью и переменной плотностью характеризуются гранитоиды. Их петрофизическая дифференциация связана с различной формационной принадлежностью и степенью постмагматического изменения. Практически немагнитны и повышено плотны известняки, в отличие от которых песчано-сланцевые образования имеют переменную и, чаще всего, пониженную плотность. Пользуясь названными признаками, можно проводить интерпретацию полей, неоднозначность которой понизится, если принимать во внимание также соотношения гравитационных и магнитных аномалий. Однако главные вопросы, в том числе и генетического плана, не могут быть в этом случае решены, так как отсутствуют данные о пространственных изменениях физических свойств пород.

Здесь же отметим одну закономерность, выявленную при изучении состава фундамента глубокими скважинами. Наиболее часто «подстилают» известные месторождения известняки, граниты, порфириды, песчано-сланцевые

образования. Судя, например, по данным В.С.Суркова и др. (1986), граниты не являются столь распространенными образованиями фундамента, и их высокую встречаемость в фундаментах месторождений можно расценивать как некоторую избирательную локализацию месторождений углеводородов Западной Сибири над гранитоидными массивами в фундаменте.

Во-вторых, для изучения петрофизической характеристики фундамента можно использовать геолого-геофизические и петрофизические закономерности складчатых систем, обрамляющих платформу. По геофизическим данным можно полагать, что структуры Колывань-Томской и Калба-Нарымской складчатых зон, Кузнецкого Алатау имеют продолжение под осадочным чехлом юго-востока Западно-Сибирской плиты, а структуры Енисейского кряжа погружаются под породы плитного комплекса с востока. Учет также этой информации позволит поднять технологию интерпретации гравитационных и магнитных полей на необходимый для решения прогнозно-поисковых задач уровень.

В полной же мере использовать громадный поисково-прогнозный потенциал, содержащийся в результатах гравитационных и магнитных съемок и до настоящего времени не востребованно хранящийся в геологических фондах, можно лишь в случае решения вопроса: почему, собственно, месторождения углеводородов, локализованные в осадочном чехле, находят отражение в петрофизических неоднородностях фундамента?

Литература

1. *Ерофеев Л.Я., Меркулов В.П., Номоконова Г.Г., Орехов А.Н., Рихванов Л.П.* О технологии предварительного прогноза мест скопления углеводородов в восточных районах Томской области по геофизическим и геохимическим данным //Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области: Материалы научно-практической конференции. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2004. – С.52-53.
2. *Меркулов В.П., Номоконова Г.Г., Расковалов Д.Ю.* Отражение месторождений углеводородов в региональном магнитном поле Западно-Сибирской плиты //Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы седьмой международной конференции. – М.: ГЕОС, 2004. – С.363-365.

ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.В. Овчаренко

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При построении аппроксимационных моделей деформирования земной коры [1-6] по комплексу разнородных данных геодинамического мониторинга, который исторически сложился на протяжении прошлого века и развивается в нынешнем веке, необходимо решить ряд важных и интересных обратных задач, которые мало обсуждались в научных публикациях. В настоящее время вопрос об источниках и причинах глобального и локального деформирования земной коры все еще не может быть решен однозначно. В таких условиях модели динамического деформирования земной коры строятся либо на предпосылках и допущениях гипотетического характера, либо на основе формальных аппроксимаций, в которых вопрос о физичности аппроксимирующих функций выносится за рамки собственно моделирования.

В настоящее время методы мониторинга процесса современного деформирования земной коры можно разделить на прямые и косвенные, которые в совокупности составляют методы геодинамического мониторинга. К прямым методам можно отнести любые инструментальные наблюдения, в которых измеряются какие-либо компоненты динамического тензора деформаций и напряжений в земной коре. Косвенные данные мониторинга инструментально измеряют параметры разнообразных процессов, которые предположительно имеют связи с процессом деформирования. Однако, эти связи имеют очень сложный характер и в настоящее время исследованы и формализованы недостаточно, чтобы по ним можно было уверенно восстанавливать все характеристики процесса деформирования. Наиболее важный перечень прямых и косвенных методов геодинамического мониторинга приведен ниже в таблице 1. Тем не менее, косвенные данные многочисленны и часто имеют длительные ряды наблюдений. Например, сейсмологический мониторинг позволяет фиксировать во времени и локализовать в пространстве очаги землетрясений, которые являются надежным признаком разрушения или разрывов земной коры в результате ее медленного деформирования. Надежных методов определения количественных характеристик деформаций или напряжений по гидрогеологического мониторингу до сих пор не разработано. Однако, признается, что мониторинг уровня подземных вод в скважинах позволяет косвенно выявить во времени режимы растяжения или сжатия участков земной коры. Это же можно сказать о методах газогеохимического мониторинга, электрометрического, акустического и т.д. Как видим, наиболее надежным фактом большинства методов косвенного мониторинга является фиксация во времени для конкретного места момента смены режимов растяжения и сжатия или момента разрушения участка земной коры в процессе

ее деформирования. В работах [1-2], было предложено разделить общую проблему создания аппроксимирующей динамической модели современного деформирования земной коры на две части. Вначале с использованием выбранной системы аппроксимирующих функций создать кинематическую часть модели, которая бы количественно описывала все факты прямого и косвенного мониторинга, а затем по данным исключительно прямых методов мониторинга определить все амплитудные параметры искомой модели. В работах [1-2] было предложено строить динамические модели деформационного процесса на основе аппроксимации семействами плоских деформационных фронтов, а в работах [6-7] и ниже обсуждаются модели динамических сферических дислокаций. Кинематическая обратная задача для обеих аппроксимаций является нелинейной. Наиболее эффективным методом решения нелинейных обратных задач являются итерационные методы последовательной оптимизации. В [1-2] был описан конкретный метод, позволяющий быстро находить минимальное число плоских пространственных деформационных фронтов на основе каталога индикаторных точек процесса. Здесь мы кратко приведем алгоритм решения обратной кинематической задачи для аппроксимации процесса семейством сферических дислокаций (табл.), которые движутся в полупространстве по прямолинейным траекториям и формально подчиняются законам линейной геометрической оптики. Дискретные индикаторные точки при такой аппроксимации являются результатом пространственного сближения минимум двух линейных траекторий. Итерационная последовательная оптимизация в данном случае имеет целью нахождение минимального числа траекторий, которые бы описывали исходную экспериментальную таблицу. Общим приемом последовательной оптимизации для таких задач является последовательное введение пробных решений и их оценка для всего массива данных. Среди множества пробных решений на очередном шаге выбирается то, которое обеспечивает оптимум выбранного критерия оптимизации. Для нашей задачи полное множество пробных решений может быть сформировано сочетанием отдельных пар индикаторных точек, по которым можно однозначно провести линейную траекторию движения сферической дислокации. Далее для всего множества индикаторных точек решается задача по вычислению минимального расстояния до пробной траектории. Подсчитываются все индикаторные точки с расстоянием до пробной траектории меньше заданного порога. Эта оценка выполняется для всех возможных пробных траекторий. В качестве оптимальной траектории выбирается такая, которая имеет на своем пути максимальное число индикаторных точек. Из исходной таблицы удаляются все индикаторные точки принадлежащие найденной оптимальной траектории. При этом размерность задачи для поиска последующей оптимальной траектории уменьшается. Описанный процесс поиска минимального семейства траекторий является быстро сходящимся. Результатом решения такой обратной кинематической задачи является множество параметров, описывающее семейство движущихся дислокаций и удовлетворяющее с априорной точностью

исходной таблице индикаторных точек, которая содержит пространственные координаты и время смены деформационного режима.

Вторая часть проблемы – определение амплитудных параметров модели является линейной обратной некорректной задачей.

Таблица

Сферические динамические кулоновские дислокации

Методы мониторинга	Исследуемый параметр	Учет T_0 (да= T_0 , нет= -)	ФОРМУЛА
Global GPS	E_x (lon)	T_0	$E_x(x, y, z, t - t_0) = v = \frac{\partial E}{\partial x} = -\sum_{i=1}^n m_i \left(\frac{(x - \xi_i)}{r_i^3} - \frac{(x - \xi_{0i})}{r_{0i}^3} \right)$
Global GPS	E_y (lat)	T_0	$E_y(x, y, z, t - t_0) = v = \frac{\partial E}{\partial y} = -\sum_{i=1}^n m_i \left(\frac{(y - \zeta_i)}{r_i^3} - \frac{(y - \zeta_{0i})}{r_{0i}^3} \right)$
Global GPS	E_z (rad)	T_0	$E_z(x, y, z, t - t_0) = v = \frac{\partial E}{\partial z} = -\sum_{i=1}^n m_i \left(\frac{(z - \eta_i)}{r_i^3} - \frac{(z - \eta_{0i})}{r_{0i}^3} \right)$
Local GPS	V_x (lon)	-	$V_x(x, y, z, t) = \frac{\partial E}{\partial x \partial t} = \sum_{i=1}^n m_i \frac{a_i r_i^2 - 3(x - \xi_i) p_i}{r_i^5}$
Local GPS	V_y (lon)	-	$V_y(x, y, z, t) = \frac{\partial E}{\partial y \partial t} = \sum_{i=1}^n m_i \frac{b_i r_i^2 - 3(y - \zeta_i) p_i}{r_i^5}$
Local GPS	V_z (lon)	-	$V_z(x, y, z, t) = \frac{\partial E}{\partial z \partial t} = \sum_{i=1}^n m_i \frac{c_i r_i^2 - 3(z - \eta_i) p_i}{r_i^5}$
Leve-ling	V_h	-	$V_z(x, y, z, t) = \frac{\partial E}{\partial z \partial t} = \sum_{i=1}^n m_i \frac{c_i r_i^2 - 3(z - \eta_i) p_i}{r_i^5}$
PSMSL	V_h (pswl)	T_0	$E_z(x, y, z, t - t_0) = \frac{\partial E}{\partial z} = -\sum_{i=1}^n m_i \left(\frac{(z - \eta_i)}{r_i^3} - \frac{(z - \eta_{0i})}{r_{0i}^3} \right)$
VLBI (special format)	L_{basa}	T_0	$dL_{12}(x, y, z, t - t_0) = L_0 - \sum_{i=1}^n m_i \int_{A_4}^{A_2} E_{l_{12}} dl_{12}$ $\ \Delta L_i^{\text{mod}} - \Delta L_i^{\text{observed}} \ \rightarrow \min$
Stress data	σ_x / σ_y	-	$\sigma_x / \sigma_y \cong E_x / E_y = \gamma, \ E_x(t) - \gamma E_y(t) \ \rightarrow \min$ $\left\ \sum_{i=1}^n m_i \frac{(x - \xi_i) - \gamma(z - \zeta_i)}{r_i^3} \right\ \rightarrow \min, \sum_{j=1}^m \left[\sum_{i=1}^n m_i \frac{(x - \xi_i) - \gamma(z - \zeta_i)}{r_i^3} \right]^2 \rightarrow \min$

Для мониторинга деформаций, которые измеряются на обсерваториях, необходимо сделать следующее замечание. Измерения деформаций всегда выполняются относительно некоторого состояния среды, которое существует в момент старта наблюдений. Мы можем судить далее только о величине накопленных, а не истинных деформаций. Поэтому во всех аналитических выражениях, которые используются для амплитудной калибровки модели, мы должны использовать дополнительные члены для нулевого или стартового времени. Абсолютные величины смещений и деформаций мы можем

вычислить только после нахождения всех параметров модели. Именно эта возможность позволяет сделать деформационную модель важным инструментом оценки сейсмической опасности. Известно, что абсолютные деформации порядка $10E-7 - 10E-6$ не являются опасными для разрушения земной коры. Абсолютные деформации порядка $10E-5 - 10E-4$ (и абсолютные деформационные смещения 1-10 и более метров) создают угрозу возникновения разрывов земной коры. Выявление в пространстве и времени таких аномальных зон является важной целью создания деформационных моделей. Обратим внимание, что все выражения экспериментальных данных линейно зависят от амплитудных параметров $\{m_i, i=1,n\}$ и нелинейно зависят от кинематических параметров $\{a_{4i}, b_{4i}, c_{4i}, d_{4i}, i=1,N\}$. Общее число $(5N)$ неизвестных параметров для создаваемой модели заранее неизвестно, оно определяется в процессе решения обратной кинематической задачи и зависит от требуемой точности приближения исходных данных.

Как следует из формального математического описания приведенного в таблице, создание модели обозначает нахождение конкретной системы параметров $\{a_{4i}, b_{4i}, c_{4i}, d_{4i}, m_{4i}, i=1,N\}$. При этом заранее неизвестно также число N . Для корректного нахождения всей совокупности параметров описывающих модель необходимо выполнить ряд требований. Общим требованием является соблюдение информационной корректности, т.е. выполнения условия, чтобы количество неизвестных не превышало бы число экспериментальных наблюдений, а также условие применения устойчивого метода решения обратной задачи. Трудным является вопрос взаимного согласования всей совокупности различных данных, которым должна одновременно удовлетворять создаваемая модель. В значительной мере эта трудность уже преодолена введением полного формального описания приведенного в таблице. Укажем, что при предварительной обработке все данные приводятся к единой системе единиц измерения (для смещений и вариаций длины - мм, для скоростей смещений - мм/год, другие применяемые величины безразмерны). В качестве метрики соответствия модели и экспериментальных данных мы применяем среднеквадратическую. С учетом сделанных оговорок можно написать основной оптимизируемый функционал в следующем виде

$$M^{[z, \alpha, \beta_i]} = \beta_1 \cdot S_{gpslon} + \beta_2 \cdot S_{gpslat} + \beta_3 \cdot S_{gpsV_E} + \beta_4 \cdot S_{gpsV_N} + \beta_5 \cdot S_{Leveling} + \beta_6 \cdot S_{VLBI} + \beta_7 \cdot S_{\alpha_x/\alpha_y} + \alpha \Omega \quad (6)$$

здесь M - регуляризирующий функционал А.Н. Тихонова (1963, 1979), z - совокупность неизвестных параметров или искомое решение задачи; α - параметр регуляризации Тихонова; β_i - веса учитывающие влияние различных экспериментальных данных на искомое решение; S_i - среднеквадратические функционалы невязки по отдельным типам экспериментальных данных; $S_i = \|f_i - F_i(z)\|^2$, f_i - разновидности экспериментальных данных, F_i - разновидности формального описания по таблице; Ω - стабилизирующий функционал Тихонова, который принят здесь в простейшей форме $\Omega = \|z\|^2$.

Условия оптимального учета влияния отдельных экспериментальных данных состоят в выполнении приближенных равенств

$$\beta_i \approx 1/S_i N_i \quad (7)$$

$$\beta_1/S_1 \approx \beta_2/S_2 \approx \dots \approx \beta_i/S_i \approx \alpha\Omega$$

Эти условия достаточно просто обеспечиваются в процессе итерационной оптимизации.

По результатам решения описанных обратных задач строится динамическая модель деформационного процесса в форме компьютерных фильмов. Для примера на рис.1 приводятся отдельные фрагменты такого фильма для Уральского региона.

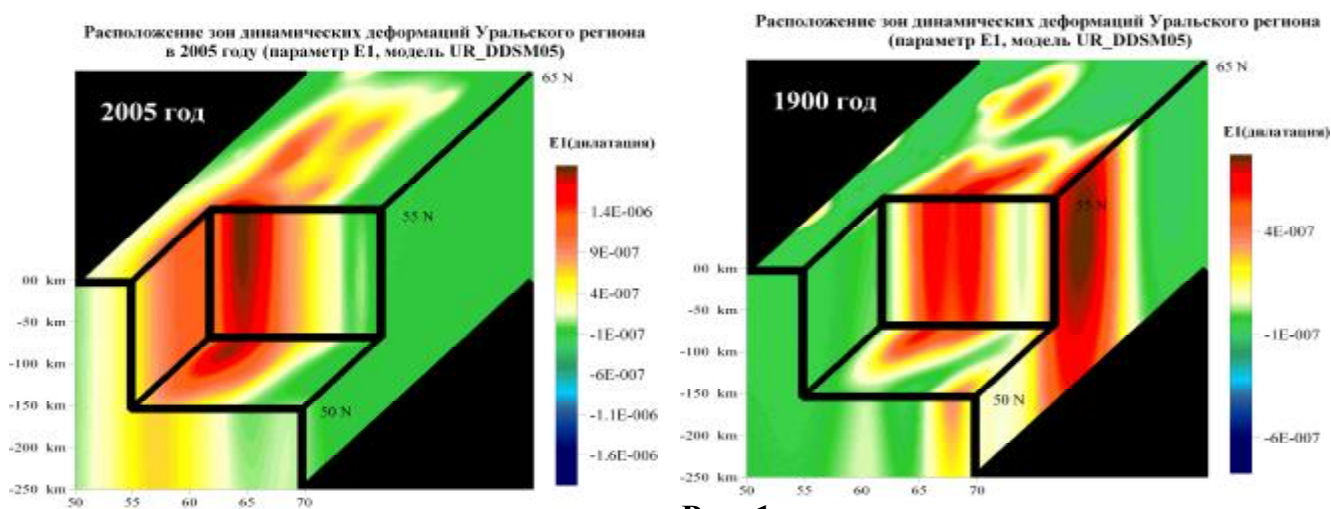


Рис. 1

Литература

1. Овчаренко А.В. Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз. ДАН, т. 359, № 2, 1998, с.251-254.
2. Ovcharenko, A.V., (1999): 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and earthquake prediction, *J. of Earthquake Research in China*, **13**(1), 59-84, (in English).
3. Овчаренко А.В., Соколов В.Ю., Венцель Ф. Динамические модели деформирования земной коры и сейсмического процесса Юго-Восточной Европы Сб. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Часть 1. Мат. 30 сессии межд. семинара им Д.Г. Успенского. Москва, ОИФЗ РАН, 2003, С.83-85.
4. Sokolov V., A. Ovcharenko, C-H. Loh and K-L. Wen .Seismic hazard assessment for the Taiwan region on the basis of recent strong-motion data and prognostic zonation of future earthquakes. *Natural Hazard*, **33**, 319-363, 2004.
5. Овчаренко А.В. Создание 4D-моделей развития земной коры Урала по комплексу геополей. Уральский геофизический вестник/ ИГФ УрО РАН.- 2000, -№ 1.- Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, с.81-85.
6. Нусипов Е., А.В. Овчаренко. Динамические модели объемного деформирования земной коры как основа сейсмологических прогнозов. Доклады пятого казахстанско-китайского международного симпозиума. Алматы, ИС МОН РК, 2004, 26-33 с.

О ПОСТАНОВКЕ И РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ УПРОЩЕННЫХ ЗАДАЧ РАССЕЯНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В ВОЗДУШНОЙ СРЕДЕ

А.В. Овчаренко

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург

При изучении распространения загрязнений воздушной среды можно сформулировать ряд важных практических задач, которые классифицируются в терминах традиционных для геофизики прямых и обратных задач. Так исследование динамики загрязнения при известном расположении источников и мощностей их выбросов, при известной модели воздушного потока, а также при ряде допущений, может быть сведено к постановке краевой задачи для дифференциального уравнения в частных производных, описывающих баланс переноса загрязнений в точке. Решение таких прямых задач осуществляется хорошо изученными сеточными методами [1-3] и создает основу для формулировки и решения более сложных обратных задач распространения загрязнений в воздушной среде [4-5]. Обратные задачи распространения загрязнений, в обсуждаемом случае, состоят в нахождении мощности источников, для которых известно их расположение и предполагается стационарность. Предполагается также, что модель воздушного потока известна из экспериментальных метеорологических измерений. В упрощенной постановке воздушный поток предполагается ламинарным и горизонтально плоским. Для таких упрощений соответствующая краевая задача, описывающая решение прямой задачи, записывается как [1-5]

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial C}{\partial y} \right) - \beta C + F, \quad (1)$$

F – интенсивность источников загрязнения; C – объемная концентрация загрязнения; u, v – компоненты скорости ветра; k – коэффициент атмосферной турбулентности или диффузии. Граничные условия детализируются в виде:

$$\begin{aligned} \text{при } A \in L \quad k \frac{\partial C}{\partial n} &= 0 \\ \text{при } z = 0 \quad k \frac{\partial C}{\partial z} + wC &= \beta C \end{aligned} \quad (2)$$

β – коэффициент аккомодации или поглощения на поверхности осаждения (зависит от характера поверхности, например, лес, водоем, поле, застройки различной этажности и др.). На первом этапе исследований этот коэффициент был принят постоянным и равным 0.05, т.е. было принято условие, что 5% всех загрязнений непрерывно поглощается средой. На этапе исследований 2005 года структура неоднородного поглощения учитывалась матрицей $\beta(x, y)$, которая была создана путем компьютерной дигитализации карт ландшафтов.

Для пояснения идеи решения обратной задачи распространения загрязнений, исследуем простейшую прямую задачу для одного источника единичной мощности. Такая задача решается по схеме (1-2). Очевидно, что решение этой задачи для определенного отрезка времени позволяет определить концентрацию загрязнений в каждый момент времени на пространственной сетке. Меняя расположение единичного источника, можно построить совокупность решений на сетке для всех изучаемых источников. Другими словами, по множеству сеточных решений можно найти все базисные функции для аналитического описания суммарного загрязнения в пунктах мониторинга. При этом реальные пункты мониторинга можно отождествить с ближайшими к ним узлами используемой сетки. Далее с использованием базисных функций, обратная задача может быть представлена в виде системы линейных алгебраических уравнений, в которой неизвестными являются мощности источников загрязнения. Проблемы решения обратной задачи в такой постановке состоят в том, что для формирования системы всех базисных функций нужно решить столько соответствующих динамических краевых задач, сколько имеется источников загрязнения. Так для региона Екатеринбурга и его городов спутников число источников-загрязнителей составляет более 300. На современных персональных компьютерах реализация расчетов базисных функций для задачи такого объема составит около 200-300 часов. Учитывая, что практически необходимо решать серию обратных задач для различных отрезков времени мониторинга, можно сделать вывод о невозможности реализации проблемы в данной постановке. Для поиска способов дальнейшего упрощения в постановке обратной задачи распространения загрязнения в воздушной среде, был сделан ряд численных экспериментов. Наиболее существенное упрощение для ускорения расчета базисных функций может состоять в предположении синхронного изменения модуля вектора скорости и азимута направления ветрового воздушного потока. Были решены соответствующие прямые задачи распространения загрязнений для модели неоднородного воздушного потока и модели потока с упрощениями. На длительных временных отрезках (200-400 часов и более) было установлено в целом синхронное изменение сцен загрязнения. Хотя варианты решений и имеют различные локальные различия, процессы в основном развиваются по одним сценариям. Принятие модели воздушного потока с синхронным изменением модуля вектора скорости и азимута направления ветра, сразу переводит задачу расчета базисных функций в класс практически реализуемых. В этом случае достаточно решить только одну краевую динамическую задачу от единичного источника. Остальные базисные функции для всех пар источник-станция мониторинга, в силу симметрии задачи, находятся из соответствующих пространственных сцен. Естественно, что при решении динамической краевой задачи нужно принять такие размеры сетки расчета, чтобы обеспечить наибольшее расстояние источник-станция мониторинга для данного конкретного региона.

Собственно решение обратной задачи для определения мощностей источников загрязнения состоит в оптимизации классического сглаживающего функционала А.Н. Тихонова

$$M^\alpha = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^m \left[\Theta_{jt}(x, y) - \sum_{i=1}^n q_i \Psi_{ijt} \right]^2 + \alpha \Omega(q_i). \quad (14)$$

Здесь $q_i(\xi, \zeta)$ - искомые мощности выбросов i источника; $\Theta_j(x, y, t)$ - экспериментально измеряемые содержания какого-либо компонента загрязнения в j пунктах мониторинга; $\Psi_{ij}(x, y, t, \xi, \zeta, V_x, V_y)$ обозначает функцию влияния i -источника в пункте j . Выбор вида стабилизирующего функционала Ω , в данном случае, составляет определенную методическую проблему. В нашей задаче непременима, в простой форме, традиционная идея гладкости решения. Возможность применения этой идеи возникает только при предварительной сортировке источников по убыванию, или возрастанию мощностей, которые приближенно известны из официального реестра загрязнителей. Более эффективным нам представляется стабилизатор в форме квадратического функционала уклонения искомого решения от значений официального реестра загрязнителей.

$$\Omega(q_i) = \sum_{i=1}^n (q_i^{\text{catalog}} - q_i)^2. \quad (4)$$

Выбор оптимального параметра регуляризации может быть выполнен либо методом невязки, либо по численным экспериментам на тестовых задачах с известными мощностями источников и фактически используемой модели воздушного потока. На рисунках 1-2 представлены примеры решения конкретной обратной задачи распространения загрязнения для Екатеринбурга и городов-спутников, выполненные для 316 источников загрязнения по данным мониторинга 11 стационарных постов в интервале времени 200 часов.

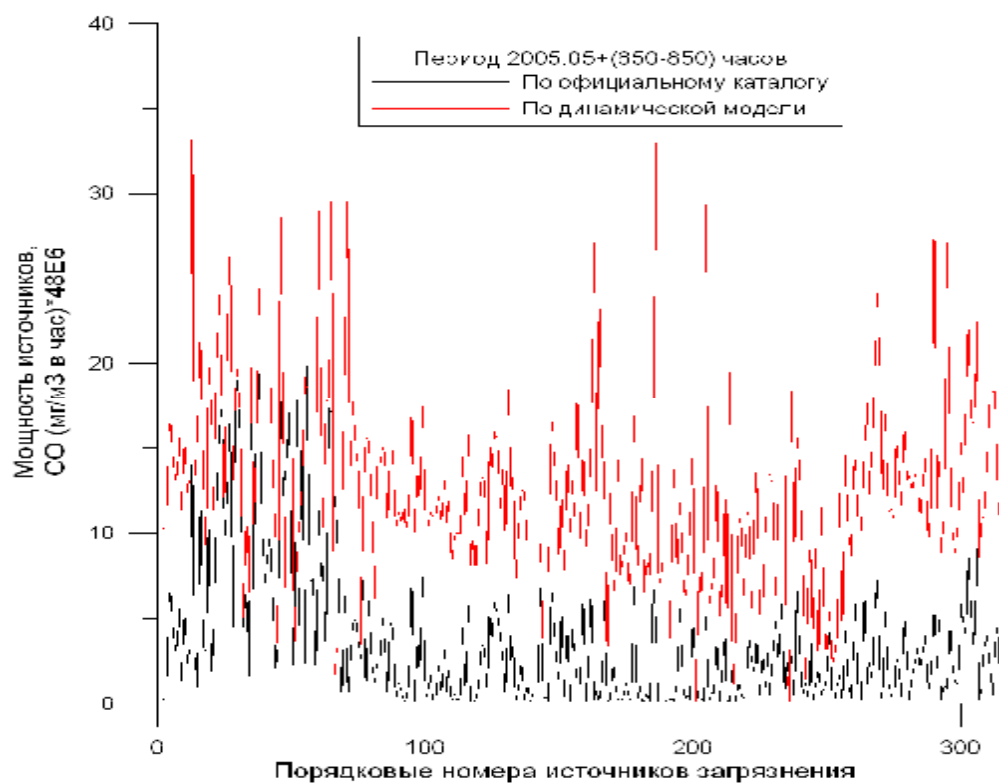


Рис.1
ПЕРИОД 2005.05—(650-850) часов

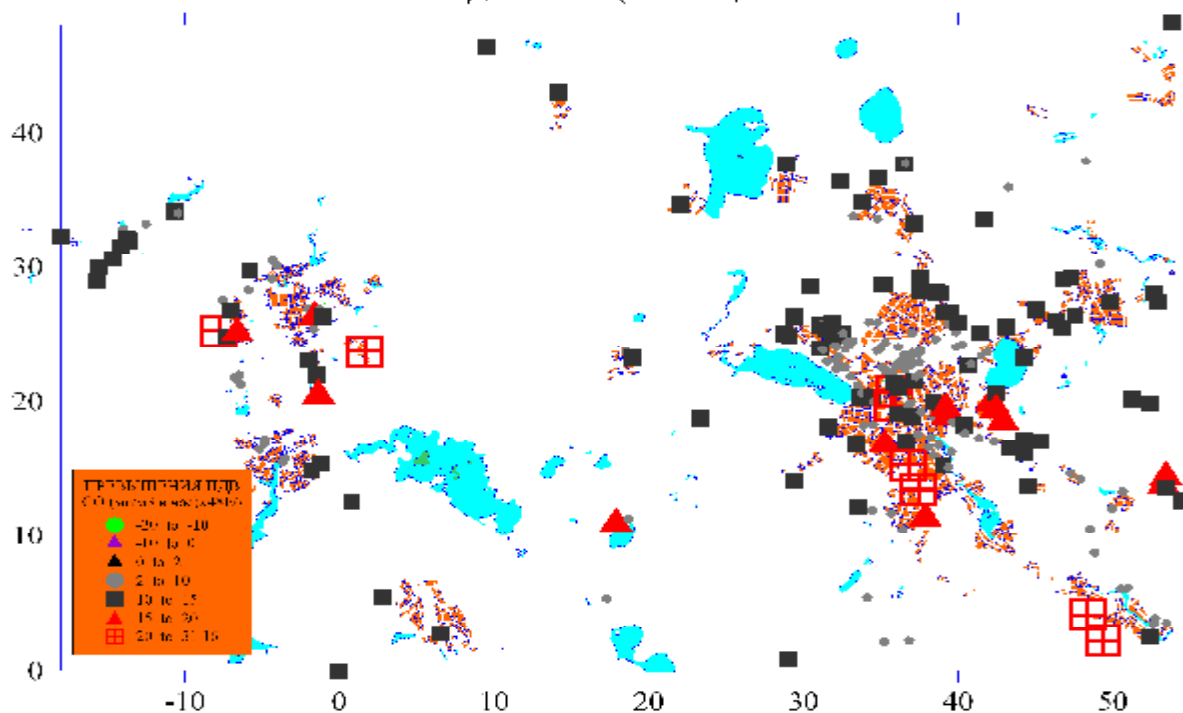


Рис. 2

Пример пространственной идентификации потенциальных нарушителей ПДВ по результатам решения обратной задачи динамики загрязнения

На рисунке 2 показан пример пространственной локализации потенциальных нарушителей ПДВ в регионе Екатеринбурга в один из периодов длительностью 200 часов. На рисунке 3 показана точность приближения фактических наблюдений моделью с упрощенными условиями переноса загрязнений. Решая серию таких обратных задач для различных периодов мониторинга, можно выявить в виде соответствующих временных рядов фактические режимы работы источников и обнаружить сверхнормативные залповые выбросы загрязнений. При реализации описанного подхода в режиме квазиреального времени, можно принять меры по дополнительной инструментальной проверке мобильными постами потенциальных нарушителей ПДВ. Численные эксперименты по решению серии обратных задач показали принципиальную возможность реконструкции нестационарного режима работы источников, подтвердили весьма неравномерный во времени режим работы источников и выявили отличие мощности выбросов от значений существующего реестра.

Основными направлениями развития методов практического решения обратных задач распространения загрязнений является, конечно, реализации общего метода на многопроцессорных компьютерах с возможностью параллельных вычислений.

Работа поддержана грантом РФФИ «Урал» № 04-01-95096 и договором П-57 с Министерством экономики, развития и науки Свердловской области.

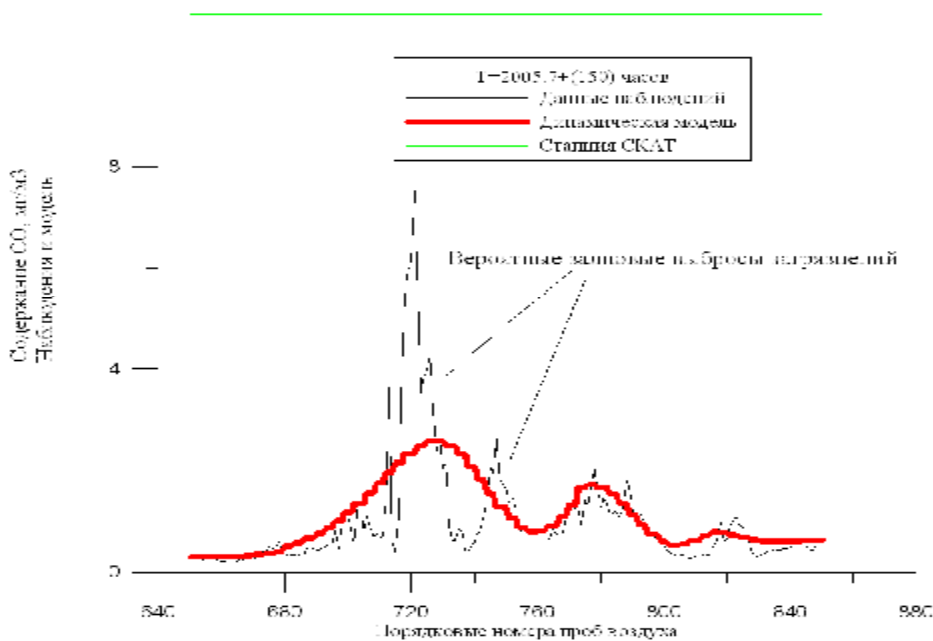


Рис. 3

К оценке точности приближения данных мониторинга динамической моделью

Литература

1. Романов В.Г. Обратные задачи математической физики. М.: Наука, 1984, 263 с.
2. Самарский А.А., Николаев Е.С. Методы решения сеточных уравнений. М.: «Наука», Главная редакция физико-математической литературы, 1978, 590 с.
3. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач.- М. Наука. 1978.- 285с.
4. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. Изд.3, М.: «Наука», Главная редакция физико-математической литературы, 1966, 724 с., с.152-176.
5. Уткин В.И., Овчаренко А.В. и др. Отчет о научно-исследовательской работе РФФИ – «Урал» № 04-01-95096 « Динамические модели загрязнения воздушной среды в городской агломерации Екатеринбург - Первоуральск – Ревда - Дегтярск - Арамилы - Кольцово - Березовский – Среднеуральск», ИГФ УрО РАН, 2004, Екатеринбург, 2005(март), 51 с., 34 рис., 61 библи., 4 прил.; 2005 (ноябрь), 75 с., 49 рис., 4 прил.
6. Овчаренко А.В., Белозеров А.Б., Березина С.В. и др. Методика создания динамической модели загрязнения воздушного бассейна Екатеринбурга. Мат. III научных чтений Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, 2005, с.44-46.
7. URL= [ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ](http://eka-ekology.narod.ru)
<http://eka-ekology.narod.ru>

ИЗУЧЕНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ МЕТОДОМ ОБРАТНОГО ОПЕРАТОРА

А.В. Овчаренко, С.В. Березина

Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург

На основе карт мелкого (45-75E, 45-75N) и среднего масштаба (54-66E, 52-64N) дигитализацией и последующей интерполяцией на равномерные сетки созданы числовые компьютерные матрицы гравитационного и магнитного поля. Для массового истолкования этих данных разработана технология истолкования гравитационного и магнитного поля, основанная на численной инверсии оператора прямой трехмерной задачи. Инверсия оператора прямой гравиметрической задачи для вертикальной компоненты напряженности выполняется для фиксированной по глубине точки исследования и стандартной области наблюдаемого поля в форме площадной круговой палетки ограниченного радиуса. Для определения параметров резольвенты обратного оператора генерируется большое сложных сингулярно-компонентных источников поля в предположении компактности центральной неоднородности и случайного распределения сторонних неоднородностей. Для каждого компонентного источника рассчитывается прямая задача, которая определяет одну строку системы условных линейных уравнений для нахождения

резольвенты обратного оператора. Общая сильно переопределенная система условных уравнений приводится по методу наименьших квадратов к системе нормальных уравнений (СНУ), далее выполняется регуляризация СНУ по методу А.Н. Тихонова. Решение регуляризованной СНУ дает численное определение обратного оператора для выбранной фиксированной глубины. Алгоритм последовательно применяется для совокупности интересующих нас глубин (0-100 км), что в конечном итоге дает построение полного обратного оператора для трехмерной задачи. В дальнейшем определение аномальной плотности в точке на заданной глубине выполняется путем свертки резольвенты данной глубины с наблюдаемым полем скользящей ограниченной области. Поскольку построение обратного оператора выполняется только один раз, то расчет плотностных неоднородностей является весьма производительным и равным по скорости решению прямой задачи. На основе такой технологии и числовой модели гравитационного поля рассчитан параллелепипед плотностных неоднородностей земной коры Урала (54-66E, 52-64N) до глубин 60 км с дискретностью сетки 1(2) км. Исследована в массовом порядке морфологии наиболее крупных интрузивных массивов Платиноносного пояса Урала и уточнена структура палеозойского и мезозойского фундамента территорий обрамления Урала. Создан комплект плотностных разрезов земной коры Урала по широтным и меридиональным профилям, а также комплект карт плотностных неоднородностей для различных глубин. Ниже приводятся отдельные типичные объемные плотностные блок-диаграммы.

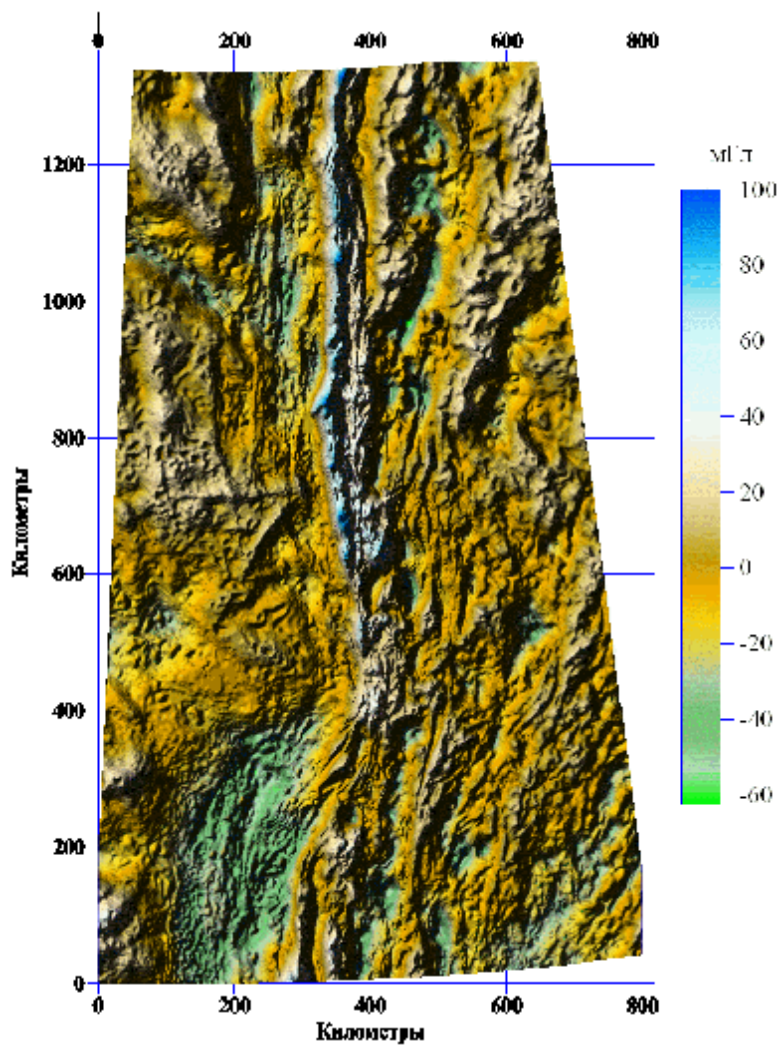


Рис. 1

Числовая модель гравитационного поля Урала
Созданная дигитализацией средне-масштабных карт в процессе исследований.

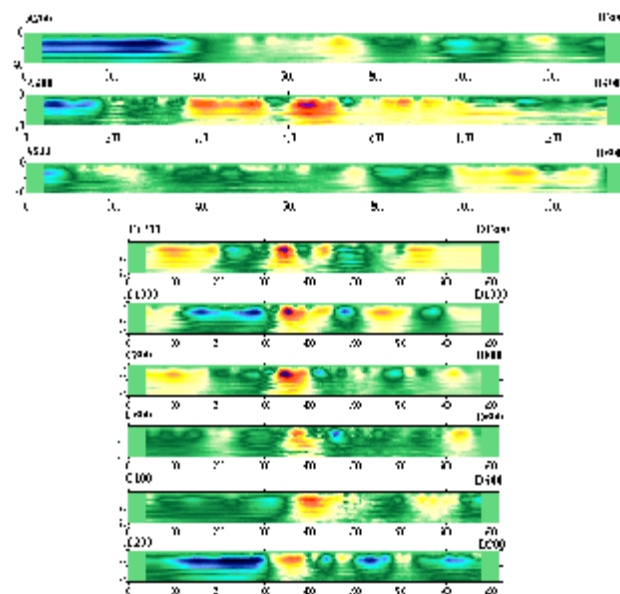


Рис.2. Плотностные разрезы по профилям указанным на рис. 1.

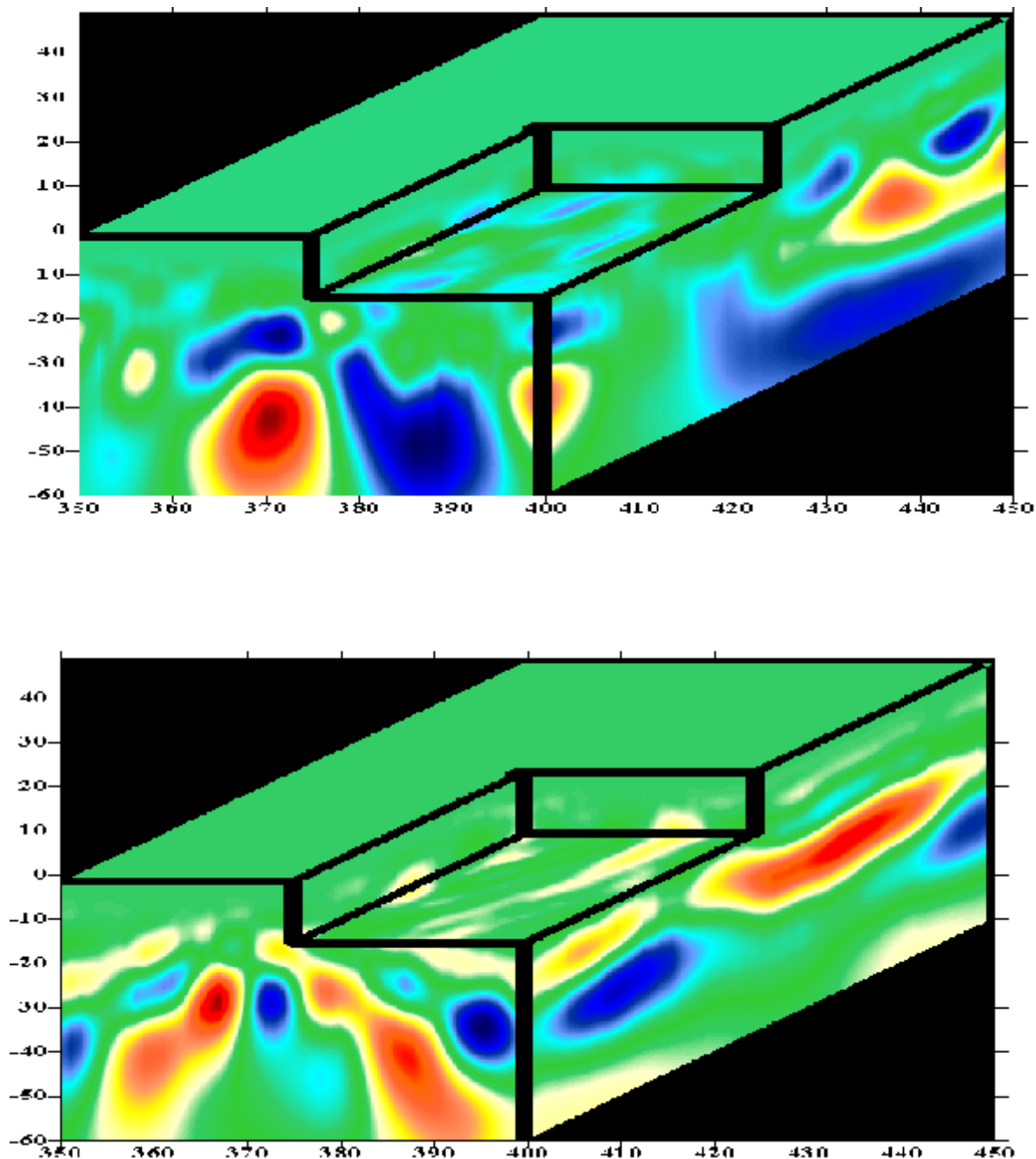


Рис.2

Примеры плотностных блок-диаграмм на основе метода обратного оператора

На основе параллелепипеда плотностных неоднородностей земной коры Урала (54-66E, 52-64N, 0-60 км, дискретность 1x1 км) вычислена карта аномалий отклонения веса вертикальных колонн земной коры от среднего значения для всей исследуемой территории. Карта аномалий плотностной нагрузки сопоставлена путем вычисления статистических гистограмм с картой высот дневной поверхности территории, с картой рельефа поверхности Мохоровичича и с картой мощности земной коры.

Исследовано динамическое поведение плотностных неоднородностей земной коры на длительном отрезке времени (тысяча лет) в переменном гравитационном поле Луны и Солнца. В структуре плотностных

неоднородностей земной коры территории выделены наиболее типичные разрезы. Для этих разрезов составлены формальные одномерные цепочки и двумерные сетки классически упругого и слабо нелинейного упругого динамического взаимодействия. Исследовалось поведение деформационных смещений в слабо переменном поле притяжения Луны и Солнца. Краевая задача для цепочек неоднородностей на основе дифференциального уравнения движения с малым нелинейным членом решалась численно. Выяснено, что при упругом взаимодействии цепочки неоднородностей система имеет слабые колебательные деформационные смещения, которые полностью контролируются лунно-солнечным приливом. При слабо нелинейном взаимодействии неоднородностей при некоторых пороговых значениях параметра нелинейности колебательные смещения внутри цепочек могут быстро приобретать нарастающую амплитуду, что приводит к разрушению вычислительного процесса. Определены необходимые условия дискретизации по времени для выполнения подобных численных сеточных расчетов. Сделан вывод о необходимости учета трехмерности задачи и изучении физически реального диапазона параметра нелинейности. Сделан предварительный вывод о принципиальной возможности перехода процесса длительного малоамплитудного колебания в неоднородной земной коре в фазу быстро развивающихся динамических явлений, приводящих к ее разрушению.

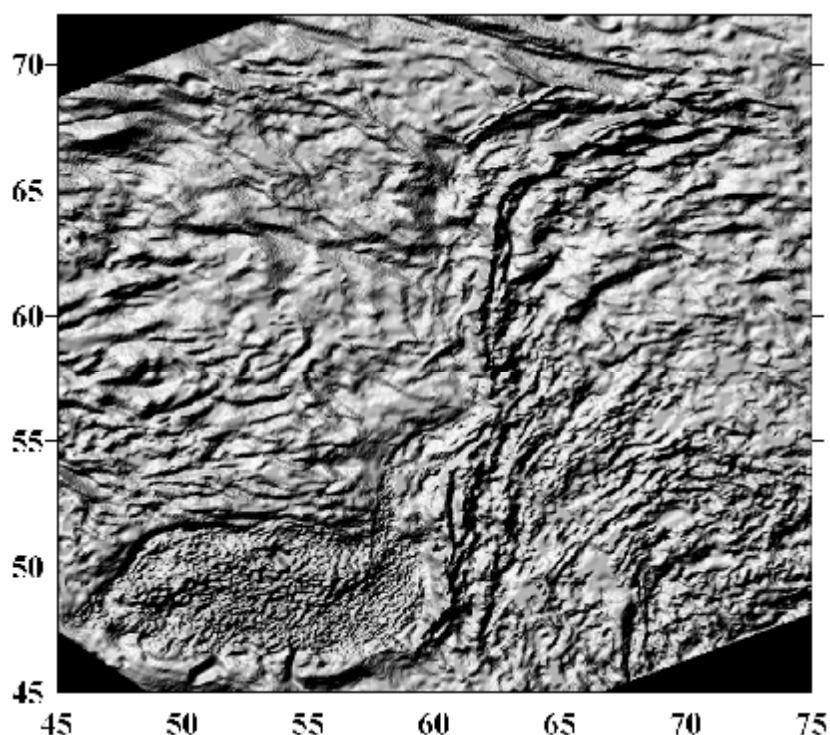


Рис.4

Теневой рельеф гравитационного поля Урала по данным дигитализации карт мелкого масштаба.

Массовый анализ созданной числовой модели магнитного поля предлагается выполнять путем пересчета его в псевдогравитационное поле и далее применять описанный метод обратного оператора.

Литература

1. Овчаренко А.В., Березина С.В. Построение объемных распределений плотности в земной коре Урала на основе численной инверсии оператора прямой задачи для гравитационного поля. Сб. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Москва, ОИФЗ РАН, 2003, Статья, С.82-83

2. Овчаренко А.В., Березина С.В. Анализ структуры гравитационного поля Урала для целей геодинамического моделирования. Сб. «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Часть 1. Мат. 29 сессии межд. семинара им Д.Г. Успенского. Екатеринбург, УГГА, 28.01-2.02. 2002. с. 226-230

3. Овчаренко А.В. Компьютерная база геополей Урала-информационная основа нового этапа в изучении земной коры региона М. // ДАН, М., МАИК, 1995, т. 342, N 5, с. 675-679.

4. Овчаренко А.В. Разделение геополей на компоненты с априорно заданными свойствами. // ДАН, М., МАИК 1995, т. 342, N 4, с. 537-539.

5. Овчаренко А.В. Компьютерная база геополей Урала-информационная основа нового этапа исследования региона. В сб. Глубинное строение и развитие Урала. Мат. Научно-производственной конференции, посв.50-летию Баженовской ГФЭ. Екатеринбург, Наука, 1996, с.136-146.

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОГО БАССЕЙНА ЕКАТЕРИНБУРГА

**А.В. Овчаренко¹, А.Б. Белозеров², С.В. Березина¹, Б.Б. Зобнин³,
В.И. Уткин¹, В.О. Черванев³.**

¹*Институт Геофизики УрО РАН, Екатеринбург*

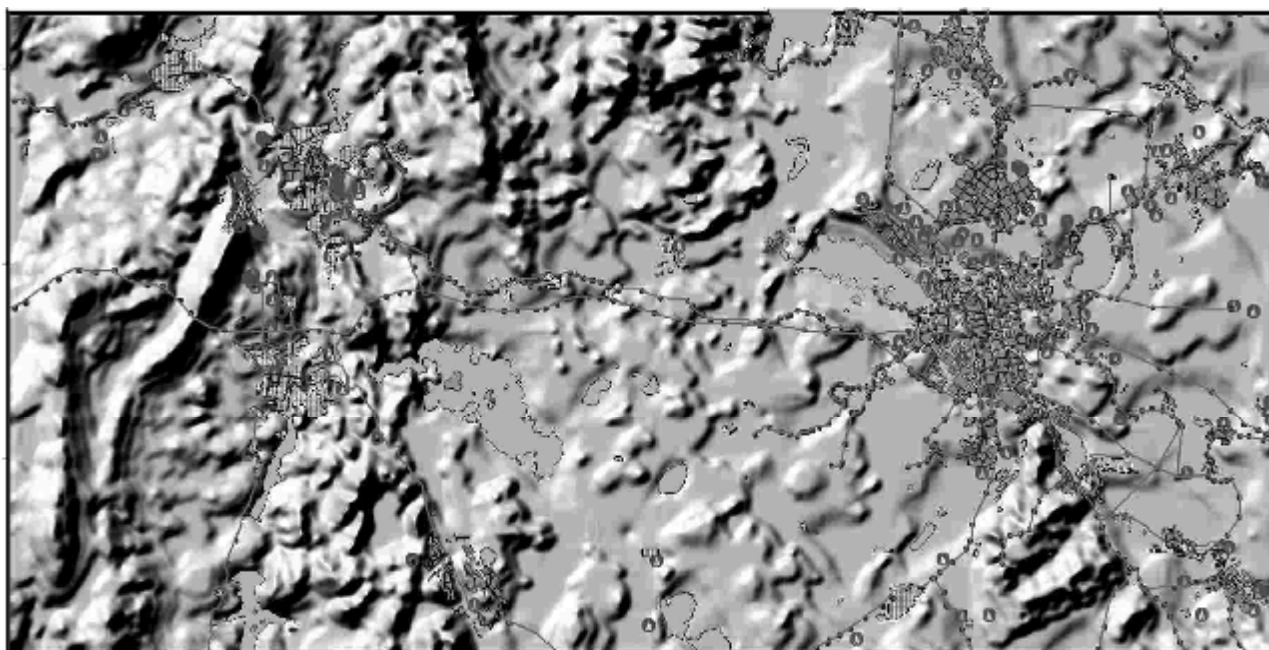
²*Росгидромет, Уральское межрегиональное территориальное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Екатеринбург;*

³*Уральский горно-геологический университет, Екатеринбург.*

Объектом исследования является приземный 200 метровый слой воздушной среды городской агломерации Екатеринбурга. Изучалась динамика загрязнения воздушного бассейна по данным мониторинга небольшого числа станций существующей сети мониторинга. Создание динамической модели в общем виде является системно сложной проблемой, включающей разнообразные аспекты физико-математического, физико-химического, технического, организационного и законодательного характера. В настоящее время проблема может быть решена только в определенных упрощенных постановках. Формальной физико-математической основой для прямой задачи являются уравнения непрерывности потока загрязнения, уравнения движения

Эйлера для воздушной среды, уравнение состояния среды и ряд краевых или граничных условий. Принимаются упрощения для переноса в приземном слое неоднородным ламинарным воздушным потоком. Неоднородное по площади поглощение загрязнений (по СО) учитывалось матрицей поглощения, созданной на основе природных ландшафтов. Решалась прямая и обратная задача распространения загрязнений. Для прямой задачи использовался фактический каталог (рис.1) объектов загрязнителей с известной мощностью выбросов. При решении обратной задачи для независимой оценки мощности объектов-загрязнителей использовались данные 11 станций мониторинга. При моделировании воздушного потока использовались данные сети метеостанций. Модель распространения загрязнений визуализирована с дискретностью 1 час в форме ряда компьютерных фильмов с большим количеством сцен. Отдельные черно-белые фрагменты одного из таких фильмов показаны на рис. 2.

Анализ модели показал значительную зависимость воздушной среды города Екатеринбурга как от собственных загрязнителей, так и от предприятий загрязнителей в городах-спутниках. Кризисные ситуации загрязнения возникают не только в моменты хорошо изученной ранее вертикальной атмосферной инверсии, но также в моменты инверсии направления горизонтального переноса. Реализация обратных задач по идентификации мощностей источников загрязнения основана на упрощении модели воздушного потока и предположении стационарности источников за некоторый интервал времени мониторинга. Численные эксперименты по решению серии обратных задач показали принципиальную возможность реконструкции нестационарного режима работы источников, подтвердили весьма неравномерный во времени режим работы источников и выявили отличие мощности выбросов от значений существующего реестра.



Условные обозначения



-  городские застройки
-  водоемы
-  стационарные загрязнители
-  главные транспортные потоки

Рис.1

Основные источники загрязнения атмосферного воздуха в Екатеринбурге. Таким образом, при выполнении исследований:

- Созданы средства моделирования и визуального представления сложного динамического процесса накопления и переноса загрязнений воздуха в Екатеринбурге и городах-спутниках;

- Предложены и предварительно опробованы методы выявления и пространственной идентификации потенциальных нарушителей ПДВ воздушной среды;

- По результатам исследований был создан временный WEB-сайт [3]

Основные направления для продолжения исследований и развития модели:

- Уточнение и пополнение реестра (каталога) основных стационарных загрязнителей и основных транспортных потоков с точной инструментальной GPS-привязкой;

- Учет в решении прямых и обратных задач режима нестационарности источников. Учет природных источников загрязнений (лесные пожары, болота и т.п.) и детализация природных факторов неравномерного поглощения,

- Совершенствование модели по учету вертикальной стратификации загрязнения, рельефа подстилающей поверхности, различной высоты городских застроек;

- Детализация и развитие средств по решению обратных задач идентификации источников загрязнения.

- Поддержка WEB-сайта с результатами исследований о динамике загрязнения воздушного бассейна [3].

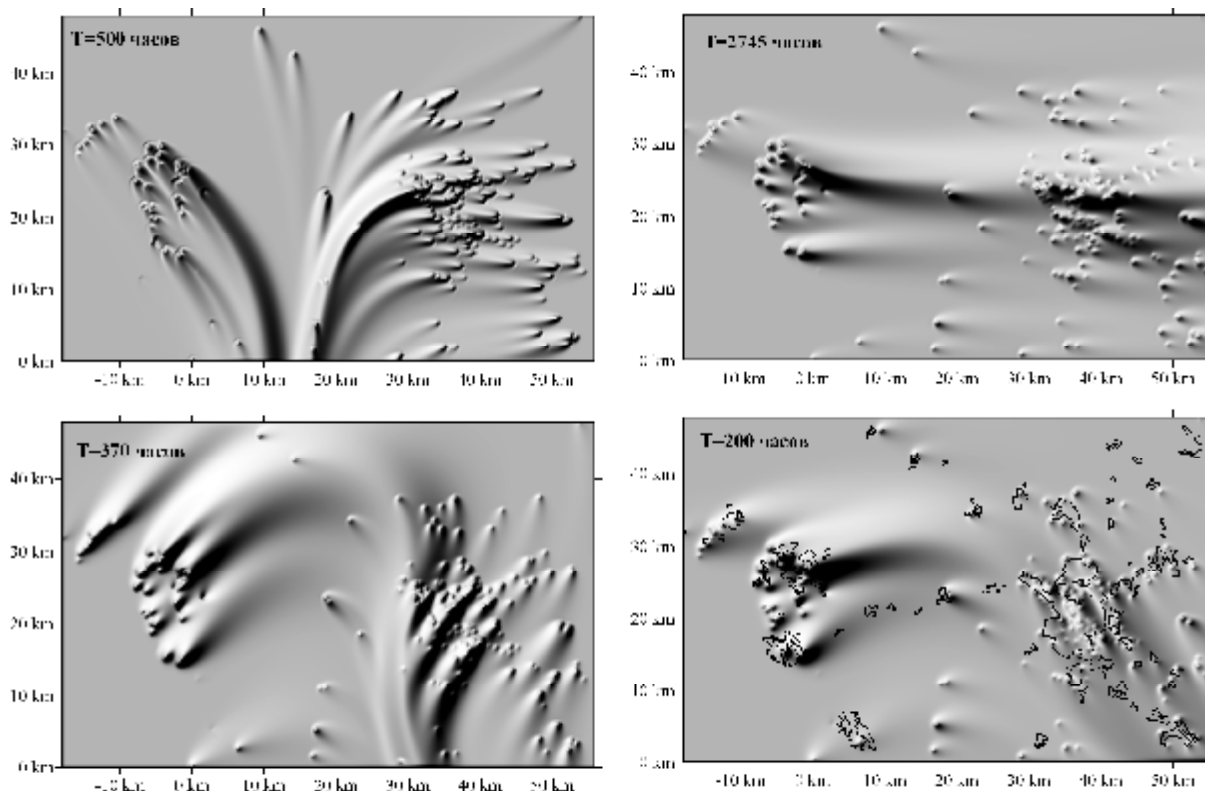


Рис.2

Фрагменты фильма динамики загрязнения оксидом углерода

Работа поддержана грантом РФФИ «Урал» № 04-01-95096 и договором П-57 с Министерством экономики, развития и науки Свердловской области.

Литература

1. Уткин В.И., Овчаренко А.В. и др. Отчет о научно-исследовательской работе РФФИ – «Урал» № 04-01-95096 «Динамические модели загрязнения воздушной среды в городской агломерации Екатеринбург - Первоуральск – Ревда - Дегтярск - Арамиль - Кольцово - Березовский – Среднеуральск», ИГФ УрО РАН, 2004, Екатеринбург, 2005(март), 51 с., 34 рис., 61 библи., 4 прил.; 2005 (ноябрь), 75 с., 49 рис., 4 прил.
2. Овчаренко А.В., Белозеров А.Б., Березина С.В. и др. Методика создания динамической модели загрязнения воздушного бассейна Екатеринбурга. Мат. III научных чтений Ю.П. Булашевича, Екатеринбург, ИГФ УрО РАН, 2005, с.44-46.
3. URL= [ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ](http://eka-ekology.narod.ru)
<http://eka-ekology.narod.ru>

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОРАЗВЕДОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.Н. Орехов¹, В.И. Беляев², Т.С. Орехова³

¹ИГНД ТПУ, ²ОАО «Новосибирская геологопоисковая экспедиция»,

³ФГУ «Территориальный фонд информации по природным ресурсам и охране окружающей среды МПР России по Томской области»

В 1987-95 гг. в процессе ГДП-50 по результатам общих поисков, сопровождающихся геохимическими и геофизическими работами, на Легостаевской площади в Искитимском районе Новосибирской области был обнаружен неизвестный ранее рудный район с новым для Салаира типом золото-сурьмяного и золото-сульфидного оруденения.

Геофизические и геохимические аномалии предварительно изучались картировочными (КГК-100) и отдельными поисковыми скважинами. В результате было выделено семь перспективных участков с выявленным золото-сульфидным оруденением, объединенных в единое Легостаевское рудное поле.

Оно расположено на северо-западной окраине Салаирского кряжа в лево- и правобережье р. Бердь между селами Легостаево и Старососедово. В его геологическом строении принимают участие вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения среднего кембрия-нижнего карбона прорванные малыми интрузиями и дайками разновозрастных базитов и гранитоидов. Площадь рудного поля на 90-95 % перекрыта покровными кайнозойскими отложениями мощностью 3-20 м.

Легостаевская площадь располагается в зоне сопряжения Бердско-Ельцовского поднятия и Хмелевского прогиба, на переходе доминирующих северо-восточных простираний структур к юго-западным. Основным структурным элементом площади является Калиновская антиклиналь, ядро которой сложено отложениями O_1 (южнее – и кембрия), крылья – терригенно-карбонатными осадками D_1-C_1 . Основные рудопроявления и аномальные участки золото-сурьмяного и полиметаллического оруденения размещены, главным образом, ортогонально осевой поверхности в сводовой части. Серия продольных разрывных нарушений является основной и представляет собой ветвь Северо-Салаирской зоны разлома. По-видимому, эти нарушения относятся к надвиговому типу с падением плоскостей на юг и юго-восток. На границах пород с различными физическими свойствами они нередко подчеркиваются дайками диабазов и габбродиоритов, рассланцованными амфиболитами, приразломными метасоматитами. Эти нарушения осложнены, хорошо дешифрируемыми на аэрофотоснимках, многочисленными опережающими их поперечными разломами более высоких порядков.

Летом 2005 года началось более детальное изучение площади. В состав запроектированного комплекса вошла магниторазведка масштаба 1: 2 000 в площадном и профильном вариантах. Перед этими работами ставилась задача выявления тектонических нарушений, изучения морфологии магнитовозмущающих объектов, связанных с золотым оруденением. Всего работы было изучено два площадных (Каменский и Дикушинский) участка и выполнено 40 километров профильных работ. Полученные планы изолиний ΔT представлены на рис. 1.

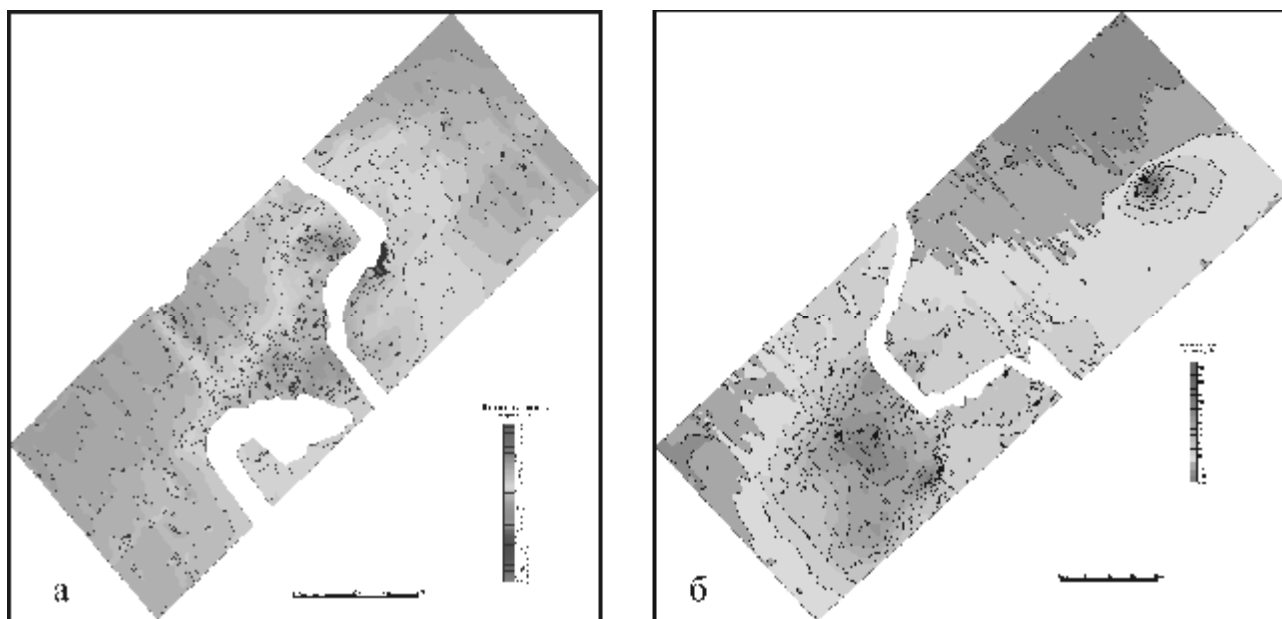


Рис. 1. Планы изолиний наблюдаемого магнитного поля Легостаевской площади (а – Каменский участок; б – Дикушинский участок)

В наблюдаемом магнитном поле отчётливо выделяются три аномальные зоны. Одна – в пределах Каменского участка, в центральной его части и две – в пределах Дикушинского участка. Для более детальной характеристики магнитовозмущающих объектов дизъюнктивной тектоники нами были построены планы изолиний осреднённого (рис. 2) и остаточного (рис.3) магнитного поля.

На планах изолиний осреднённого магнитного поля хорошо выделяются основные аномалиеобразующие объекты. Отмеченная пространственная приуроченность золоторудной минерализации к участкам с повышенной магнитностью позволила выделить перспективные площади, показанные на рис. 4. Причём последующие буровые работы прогноз подтверждают. В то же время, как показывают результаты выполненных буровых работ, оруденение далеко не всегда приурочено к наиболее магнитным участкам разреза. Это позволяет говорить о наличии в пределах Легостаевской площади широко проявленной объёмной зональности, связанной с формированием золотого оруденения, причём области развития пирротиновой минерализации приурочены преимущественно к фронтальной части этой зональности. Именно это и обусловило, в данном случае, достаточно высокую эффективность прогноза.

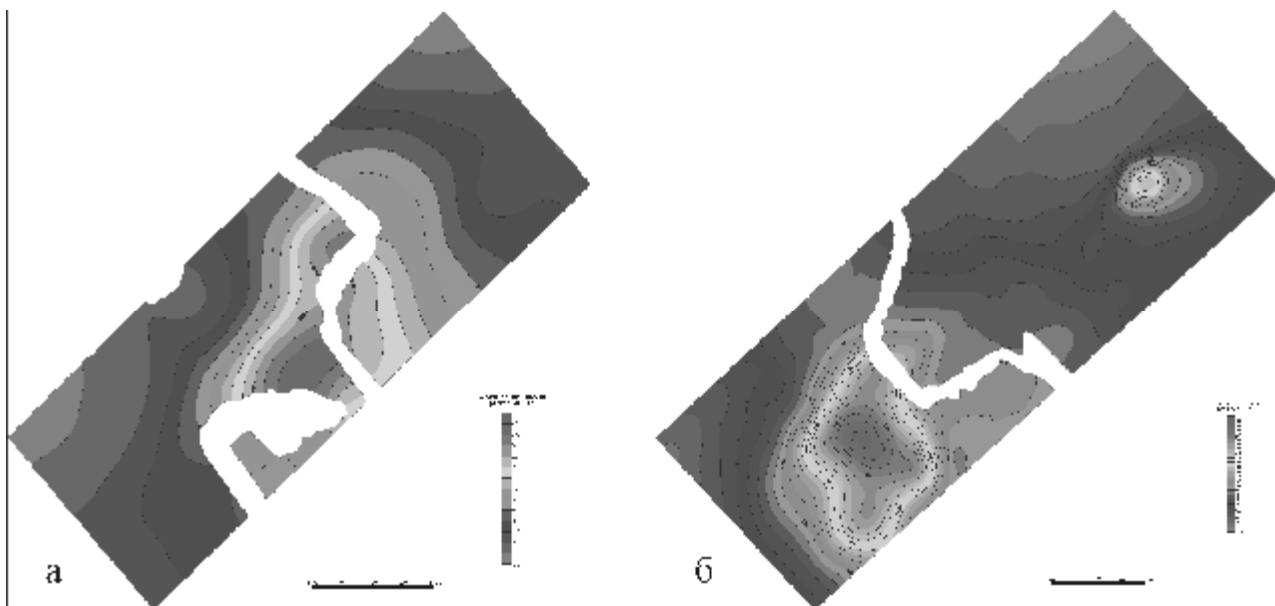


Рис. 2. Планы изолиний осреднённого магнитного поля Легостаевской площади (а – Каменский участок; б – Дикушинский участок)

Отдельно необходимо остановиться на результатах интерпретации магнитометрических данных для изучения разрывной тектоники (рис. 4).

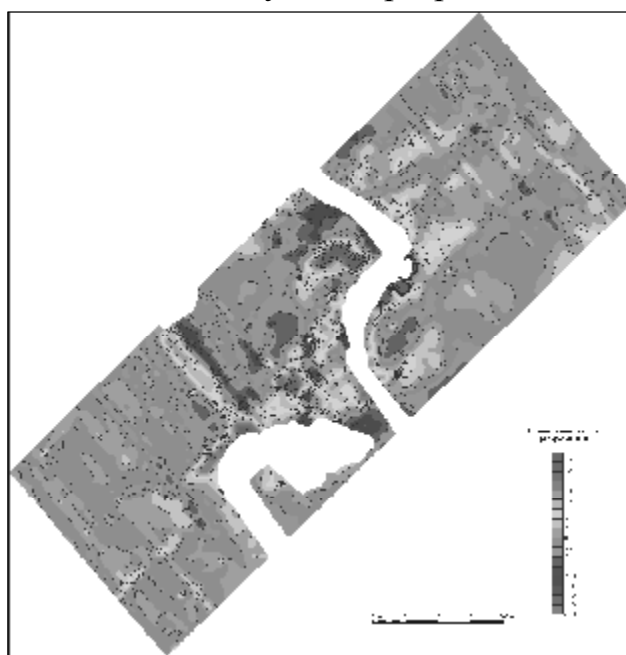


Рис. 3. Планы изолиний остаточного магнитного поля Легостаевской площади (Каменский участок)

На планах изолиний наблюждённого магнитного поля отчётливо заметны линейные нарушения структуры магнитного поля, имеющие северо-западное простирание. К сожалению, это направление совпадает с направлением профилей. В то же время, пространственный анализ этих зон, выявленных в пределах обоих участков, а также хорошо наличие проявленных, особенно на плане изолиний остаточного магнитного поля (рис. 3), тектонических нарушений северо-восточного простирания, позволяют говорить о

существовании широкой (более 1,5 км по геофизическим данным) зоны сближенных тектонических нарушений северо-западного простирания, являющихся наиболее молодыми в пределах изученной площади. Направление простирания этой зоны совпадает с направлением простирания р. Бердь.

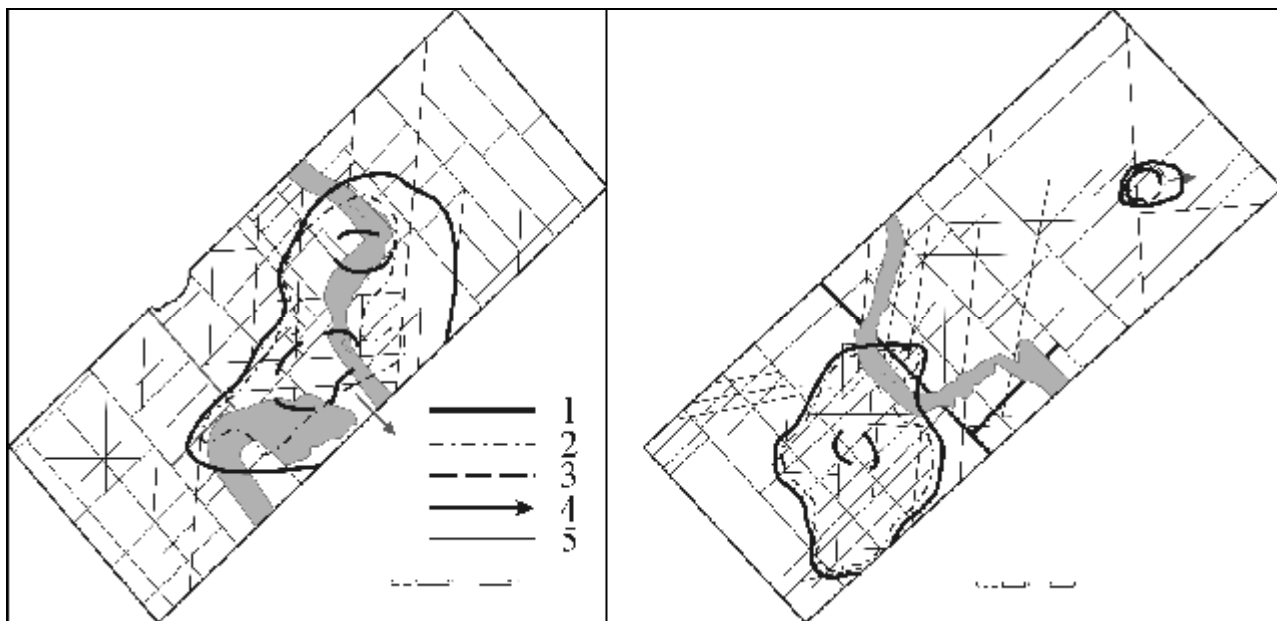


Рис. 4. Схемы результатов интерпретации магнитного поля Легостаевской площади (а – Каменский участок; б – Дикушинский участок).

1 – прогнозный контур; 2 – проекция на дневную поверхность наиболее аномальной части магнитовозмущающего объекта; 3 – эпицентры аномалий магнитного поля; 4 – направление падения магнитовозмущающих объектов; 5 – выявленные по геофизическим данным тектонические нарушения (в том числе залеченные дайками)

Необходимо отметить, что недостаточная, на данном этапе, петрофизическая изученность не позволяет сделать более детальные заключения о геологическом строении объекта. В то же время, сделанный по имеющимся магнитометрическим материалам прогноз, хорошо подтверждается последующими горными работами.

«ТЕХНОЛОГИЯ АНАЛИЗА ГЕОПОЛЕЙ В СКОЛЬЗЯЩИХ ОКНАХ «ЖИВОЙ» ФОРМЫ»

А.В. Петров, Е.В. Солоха

Российский государственный геологоразведочный университет

Одним из условий эффективного применения математических методов в определенной прикладной области является учет собственных ей характерных особенностей. Использование математического аппарата без учета этого приводит к заведомо отрицательным результатам. В полной мере это касается применения методов вероятностно - статистического подхода и алгоритмов, базирующихся на теории линейной оптимальной фильтрации, применяемых в процессе обработки и интерпретации геофизических данных.

Характерной чертой геолого - геофизических наблюдений является то, что они являются пространственно-временными, то есть любое измерение значения параметра, в общем случае, сопровождается набором атрибутов, определяющих его координаты в пространстве X, Y, Z и время наблюдения t . Другой важнейшей особенностью геофизических измерений является то, что выборки, получаемые в результате наблюдений случайного параметра в различных точках наблюдения, не являются однородными и представлены набором нескольких случайных величин. Это связано с естественным изменением статистических характеристик геополей в пространстве, то есть их нестационарностью. Таким образом, изменяя состав выборки посредством отбора точек наблюдения в соответствии с их пространственным расположением, можно получать различные оценки статистических параметров и весовых коэффициентов при построении линейных оптимальных фильтров, что в итоге приводит к неоднозначности конечных результатов. Применение скользящих окон «живой» формы позволяет практически исключить эту неоднозначность.

Рассмотрим эволюцию алгоритмов, использующих скользящие окна. Одним из первых можно считать алгоритм расчета среднего в скользящем окне вдоль профиля. Этот алгоритм, с одной стороны, позволяет получать оценку статистического параметра (среднего значения) вдоль профиля, с другой, реализует простейший линейный фильтр. Уже в этом, простейшем случае отмечаются недостатки, которые связаны с нестационарностью геофизических наблюдений, даже вдоль отдельного профиля наблюдений. Эти недостатки сводятся к появлению ложных аномалий на краях существующих при решении задач фильтрации и в наличии сильной зависимости оценки среднего значения от размеров скользящего окна. С появлением алгоритмов, базирующихся на применении двумерных скользящих окон фиксированного размера, отмеченные выше недостатки стали более заметными. Кроме этого появились и новые. Это сильное искажение формы аномалий, вытянутых вдоль определенного направления при использовании двумерных оптимальных фильтров, ошибки, возникающие при оценке статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей, связанные с неправильным выбором параметров двумерных скользящих окон, краевые эффекты и т.д.

Сказанное выше привело к тому, что в конце 80-х годов популярность алгоритмов в скользящих окнах резко снизилась, а количество разработок в этом направлении уменьшилось. Очевидно, что низкая эффективность применения этих алгоритмов связана не самой возможностью применения методов, базирующихся на достижениях теории статистических оценок,

линейной оптимальной фильтрации в процессе обработки и интерпретации геофизических наблюдений, а с несовершенством реализующих их алгоритмов, в которых не учитывались особенности геофизических полей, среди которых одной из основных является их нестационарность.

Одним из первых алгоритмов, в котором, чисто интуитивно, была предпринята попытка учета площадной нестационарности наблюдаемых геополей, можно считать метод самонастраивающейся фильтрации [1]. В алгоритме решалась задача обнаружения слабых линейных аномалий на основе оценки статистики Хоттеллинга в скользящем двумерном вращающемся окне. В середине 80-х годов был предложен модифицированный алгоритм энергетической фильтрации (О.А.Кучмин, А.В.Эрастов, МГРИ). В алгоритме предлагалась реализация энергетического фильтра, учитывающая простирание аномалий и изменение корреляционных характеристик сигнала и помех по площади непосредственно в процессе фильтрации. В начале 90-х годов, в компьютерную технологию «КОСКАД 3D» был включен модуль «Двумерная адаптивная фильтрация» [2], ориентированный на корректную фильтрацию именно нестационарных геополей, посредством автоматической настройки параметров фильтра (высота, ширина, наклон окна, весовые коэффициенты) к изменению спектрально - корреляционных свойств аномалий и помех по площади непосредственно в процессе фильтрации. Использование адаптивных фильтров позволило резко повысить качество результатов фильтрации и исключить негативные эффекты, свойственные неадаптивным фильтрам [3]. На основе технологии, которая применялась при построении двумерных адаптивных фильтров, был разработан и алгоритм для оценки статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей в окнах с изменяющимися размерами и наклоном.

Дальнейшее совершенствование алгоритмов, использующих динамические скользящие окна (то есть окна меняющие свои размеры и наклон), привело к созданию алгоритмов, базирующихся на анализе информации в скользящих окнах «живой» формы.

С целью лучшего понимания существа алгоритма скользящего окна «живой» формы рассмотрим блок схему одномерного или профильного вариант этого алгоритма [2]:

1. На первом шаге осуществляется оценка радиуса корреляции r_0 для всего профиля.

2. По радиусу корреляции выбирается размер так называемого базового окна $m_b = 2r_0$, который заведомо больше ширины наиболее протяженных (энергоемких) аномалий на профиле.

3. Базовое окно размещается в левом углу профиля и по значениям, которые попадают в него, оценивается автокорреляционная функция $R(m)$.

4. Далее, из всех точек, попадающих в базовое окно для оценки статистического параметра или осуществления процедуры свертки в алгоритмах фильтрации, отбираются лишь те точки, которые коррелируются с центральной точкой окна (рис.1). То есть, если точка удалена от центральной в базовом окне на n пикетов и при этом значение $R(n) > 0.1$, она включается в окно «живой» формы, в противном случае она не входит в него.

5. Базовое окно смещается на один пикет вдоль профиля и повторяются третий и четвертый шаги алгоритма.

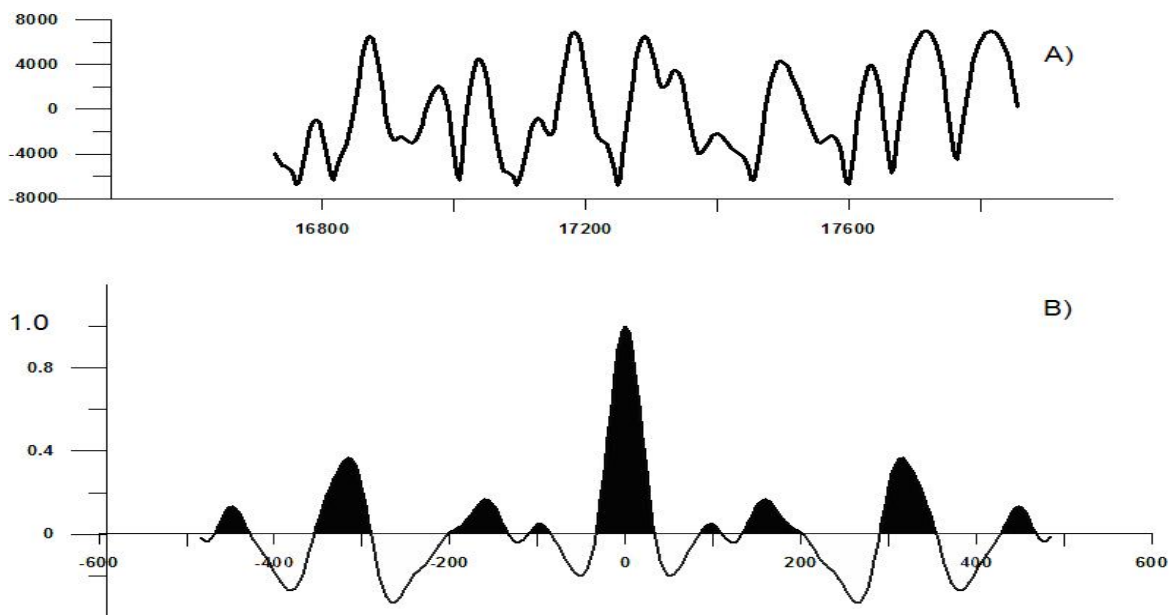


Рис.1. А). Отрезок профиля, попадающий в базовое окно.

В). Соответствующая ему автокорреляционная функция $R(m)$.

Черным цветом выделены области, в которых значения коррелируются со значением в центральной точке базового окна и, соответственно, попадают в выборку или участвуют в свертке при фильтрации.

Таким образом, в окно «живой» формы (по существу выборку для оценки статистического параметра или множество точек, участвующих в свертке при фильтрации) могут попадать точки, расположенные, как вблизи от центральной точки, так и точки, удаленные от нее на любое расстояние в пределах базового окна. Критерием являются соответствующие значения автокорреляционной функции $R(m)$, которые отражают корреляционную связь конкретной точки с центральной точкой окна.

В двумерном случае принципиальная схема алгоритма не меняется. По двумерной автокорреляционной функции оцениваются размеры двумерного базового окна, затем в скользящем базовом окне рассчитывается двумерная автокорреляционная функция $D(m,p)$. В качестве критерия для включения точки в двумерное окно «живой» формы используются соответствующие значения двумерной автокорреляционной функции $D(m,p)$, рассчитанной по точкам, попадающим в двумерное базовое окно.

Серьезной проблемой при реализации двумерного варианта стало то, что даже для самого простого алгоритма с использованием двумерных окон «живой» формы (например, для оценки среднего значения) требуются огромные вычислительные ресурсы, связанные с необходимостью вычисления двумерной автокорреляционной функции $D(m,p)$ в окрестностях базового окна каждой анализируемой точки поля. Тестирование показало, что современные персональные компьютеры достаточно высокой производительности не способны реализовать предложенную вычислительную схему для сетей средних размеров за технологически оправданное время. Для решения

проблемы был предложен и реализован оригинальный алгоритм рекурсивного пересчета $D(m,p)$ при смещении базового окна вдоль профилей [2].

Практическая реализация алгоритма скользящего окна «живой» формы положило начало разработке качественно новых версий большого числа алгоритмов, которые базируются на использовании скользящих окон фиксированного размера и даже скользящих окон с изменяющимися параметрами. Появилась возможность «реставрации» алгоритмов, в которых не удавалось на высоком качественном уровне реализовать множество оригинальные интерпретационных методов, которые, в связи с этим, были практически утрачены. Кроме этого, наличие процедуры скользящего окна «живой» формы открывает перспективы для реализации широкого спектра новых алгоритмов, предполагающих использование оконных процедур.

В компьютерной технологии «КОСКАД 3D» сегодня насчитывается более десятка программных модулей, использующих алгоритм окна живой формы. По характеру решаемых с их помощью задач, их можно объединить в четыре группы.

В первую группу входят модули, предназначенные для **оценки статистических, градиентных и спектрально-корреляционных характеристик** геополей в скользящих окнах «живой» формы. Возможность получения надежных и достоверных оценок этих характеристик повышает эффективность их интерпретации.

Вторая группа объединяет процедуры, реализующие широкий спектр **одномерных и двумерных фильтров** в скользящих окнах «живой» формы. Их применение, позволяет решать широчайший спектр задач с использованием фильтрации во временной области.

В третью группу включены модули, ориентированные на **статистическое зондирование геополей**. Под статистическим зондированием понимается оригинальный подход к оценке изменения статистических, градиентных и корреляционных характеристик поля с глубиной на основе их вычисления в скользящих окнах «живой» формы с равномерно увеличивающимися размерами базового окна.

И, наконец, третья группа включает модули, позволяющие **оценивать параметры аномалиеобразующих** объектов, на основе полосовой фильтрации в окнах «живой» формы.

Полная совокупность этих программ получила название технологии анализа геополей в скользящих окнах «живой» формы, позволяющей решать широкий спектр задач по обработке и интерпретации геолого-геофизической информации.

Литература

1. Демура Г.В., Лукина О.П., Никитин А.А. Выделение геофизических аномалий с помощью самообучающихся фильтров. Изв. Вузов. Геология и разведка 1973, №9, стр. 103-109.
2. Компьютерная технология «КОСКАД 3D». Документация.
3. Петров А.В. Алгоритм адаптивной энергетической фильтрации профильных геофизических наблюдений. Геология и разведка. № 1, 1994 стр.121-130.

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА АКТИВНОЙ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОМПЛЕКСА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ

ДАННЫХ ДЛЯ ПРОИЗВОЛЬНОГО КОЛИЧЕСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

А.П. Петровский, Т.А. Федченко

НТФ «БИПЕКС лтд.»

Технологии интерпретации комплекса геолого-геофизических данных в рамках математической модели активной интегральной интерпретации основаны на схемах совместного решения обратных задач геофизики в критериальной (по А.И.Кобрунову) постановке, в том числе и для случая совместного решения нескольких обратных задач. Однако, при формулировании критерия связи между моделями для различных методов, а также построении схемы совместного решения рассматривалась пара методов, например, решение обратной структурной задачи сейсмогравиметрии.

Рассмотрим расширение указанной схемы активной интегральной интерпретации на случай использования произвольного количества геофизических методов.

Следуя А.И.Кобрунову, постановка обратной задачи активной интегральной интерпретации комплекса из N геофизических методов можно записать в следующем виде

$$\begin{cases} A_i(\xi_i(\mathbf{x})) = u_i(s) \\ J(\xi_i(\mathbf{x})) \Rightarrow \min, \\ i = 1 \div N \end{cases} \quad (1)$$

где $u_i(s)$ - измеренные геофизические поля, $\xi_i(\mathbf{x})$ - искомые параметры геолого-геофизической модели по i -тому методу, $A_i(\cdot)$ - в общем случае нелинейные операторы отображающие метрическое пространство моделей по i -тому методу $\overline{\xi(\mathbf{x})} = \{\xi_1(\mathbf{x}), \xi_2(\mathbf{x}), \dots, \xi_N(\mathbf{x}) : \xi_i(\mathbf{x}) \in X\}$ в пространства полей $u_i(s) \in Y_i$, $J(\xi_i(\mathbf{x}))$ - строго выпуклый по всем параметрам $\xi_i(\mathbf{x})$ функционал, регулирующий свойства искомых моделей и представляющий собой меру отклонения между ними.

В приведенной постановке существенное значение имеет выбор вида функционала, который обеспечивал бы нахождение решения в виде совокупности моделей $\xi_i(\mathbf{x}), i = 1 \div N$, а при благоприятных условиях единственной модели $\xi_1(\mathbf{x}) = \xi_2(\mathbf{x}) = \dots = \xi_N(\mathbf{x}) = \xi(\mathbf{x})$.

Рассмотрим критерий, который обладает необходимыми свойствами, и порождает итерационные процедуры решения (1) на основе схем решения обратных задач геофизики для отдельных методов.

Рассмотрим каждую из моделей $\xi_i(\mathbf{x}), i = 1 \div N$ как точку пространства моделей X . Тогда можно задать выпуклое множество Ω такое, чтобы любая из моделей принадлежала либо этому множеству $\xi_i(\mathbf{x}) \in \Omega$ либо его границе $\xi_i(\mathbf{x}) \in \overline{\Omega}$. Выберем некоторую модель $\xi_0(\mathbf{x})$, называемую в дальнейшем центральной, положение которой в множестве Ω задается соотношением

$$\xi_0(\mathbf{x}) = \frac{\sum_i^N q_i \cdot \xi_i(\mathbf{x})}{\sum_i q_i}, \quad (2)$$

где $q_i \in [0,1]$ - коэффициенты, определяющие априорный вклад каждой из моделей в положение $\xi_0(\mathbf{x})$. Очевидно, что при $q_i = 0$ вклад соответствующей модели отсутствует, а при $q_i = 1$ такой вклад будет максимальным.

Зададим теперь функционал $J(\overline{\xi(\mathbf{x})} - \xi_0(\mathbf{x}))$ как сумму расстояний между всеми моделями $\xi_i(\mathbf{x})$ и центральной моделью $\xi_0(\mathbf{x})$

$$J(\overline{\xi(\mathbf{x})} - \xi_0(\mathbf{x})) = \left[\begin{aligned} & J(\xi_1(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 + J(\xi_2(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 + \dots + \\ & J(\xi_{N-1}(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 + J(\xi_N(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 \end{aligned} \right]^{\frac{1}{2}} = \left[\sum_i^N J(\xi_i(\mathbf{x}) - \xi_0(\mathbf{x}))^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (3)$$

Отличительной особенностью этого функционала является то, что своего минимума относительно величины $\overline{\xi(\mathbf{x})}$ он достигает в случае, если совокупность моделей $\overline{\xi(\mathbf{x})}$ порождает центральную модель определенную в (2), и эта модель совпадает с $\xi_0(\mathbf{x})$.

Учитывая свойства критерия (3) запишем итерационный процесс, доставляющий решение задачи (1)

$$x_0(\mathbf{x}) = \xi_0(\mathbf{x}) = \frac{\sum_i^N q_i \cdot \xi_i(\mathbf{x})}{\sum_i q_i}; u_i = u_i(s); \left\{ \begin{aligned} & x_i^{n+1}(\mathbf{x}) = x_i^n(\mathbf{x}) + \alpha_i^n \mathbf{K}_i(x_i^n(\mathbf{x}), x_0^{n-1}(\mathbf{x})) \varphi_i^n \\ & \varphi_i^n = (A_i(x_i^n(\mathbf{x})) - u_i) \\ & x_0(\mathbf{x}) = \frac{\sum_i^N q_i \cdot x_i(\mathbf{x})}{\sum_i q_i} \end{aligned} \right. , \quad (4)$$

$$\alpha_i^n = - \frac{\langle \varphi_i^n | A_i'(x_i^n(\mathbf{x})) \mathbf{K}_i(x_i^n(\mathbf{x}), x_0^n(\mathbf{x})) \varphi_i^n \rangle}{\|A_i'(x_i^n(\mathbf{x})) \mathbf{K}_i(x_i^n(\mathbf{x}), x_0^n(\mathbf{x})) \varphi_i^n\|^2} \xi_i(\mathbf{x}) = x_i(\mathbf{x}) \quad i = 1 \div N, \text{ если } i = 0, \text{ то } i = N$$

Для доказательства сходимости процесса (4) покажем, что на каждой итерации величина $J(\overline{\xi(\mathbf{x})} - \xi_0(\mathbf{x}))$ по крайней мере не увеличивается.

Следуя (4), зададимся некоторой априорной начальной моделью $\xi_0(\mathbf{x})_0$ и получим для нее, на основе решения пометодных обратных задач, начальную совокупность моделей $\overline{\xi(\mathbf{x})}_0 = \{\xi_1(\mathbf{x})_0, \xi_2(\mathbf{x})_0, \dots, \xi_N(\mathbf{x})_0 : \xi_i(\mathbf{x})_0 \in X\}$, каждая из которых будет принадлежать своему классу эквивалентности $\xi_i(\mathbf{x})_0 \in E_i = \{\xi_i(\mathbf{x}) : A(\xi_i(\mathbf{x})) = u_i\}$ с величиной функционала

$$J^0(\overline{\xi(\mathbf{x})}_0 - \xi_0(\mathbf{x})_0). \quad (5)$$

Используя соотношение (2) получим новую центральную модель $\overline{\xi(\mathbf{x})}_1 = \{\xi_1(\mathbf{x})_1, \xi_2(\mathbf{x})_1, \dots, \xi_N(\mathbf{x})_1 : \xi_i(\mathbf{x})_1 \in X\}$ по определению полностью принадлежащую множеству Ω с функционалом $J_1(\overline{\xi(\mathbf{x})}_1 - \xi_0(\mathbf{x})_1)$ для которого

$$J_1(\overline{\xi(\mathbf{x})_0} - \xi_0(\mathbf{x})_1) \leq J^0(\overline{\xi(\mathbf{x})_0} - \xi_0(\mathbf{x})_0), \quad (6)$$

где с учетом свойств функционала знак равенства выполняется только в случае если $\xi_0(\mathbf{x})_1 = \xi_0(\mathbf{x})_0$.

Теперь для полученной модели $\xi_0(\mathbf{x})_1$ в соответствии с итерационным процессом (4) построим новую последовательность моделей $\overline{\xi(\mathbf{x})_2}$. При этом, в случае если $\xi_0(\mathbf{x})_1 \notin \bar{E} = \{E_i, i = 1 \div N\}$, каждая из пометодных моделей $\xi_i(\mathbf{x})_2$ будет являться проекцией $\xi_0(\mathbf{x})_1$ на соответствующий выпуклый класс эквивалентности E_i . Отсюда на каждом из шагов итерационного процесса (4) для каждого из методов будем иметь

$$J_2(\xi_i(\mathbf{x})_2 - \xi_0(\mathbf{x})_1) \leq J_1(\xi_i(\mathbf{x})_1 - \xi_0(\mathbf{x})_1) \quad (7)$$

откуда следует, что

$$J_2(\overline{\xi(\mathbf{x})_2} - \xi_0(\mathbf{x})_1) \leq J_1(\overline{\xi(\mathbf{x})_1} - \xi_0(\mathbf{x})_0), \quad (8)$$

что и требовалось доказать.

При этом, признаком окончания итерационного процесса является выполнение условия в (8) как равенства. Правомочность приведенных утверждений можно графически продемонстрировать на примере решения задачи интегральной интерпретации комплекса из двух и трех методов

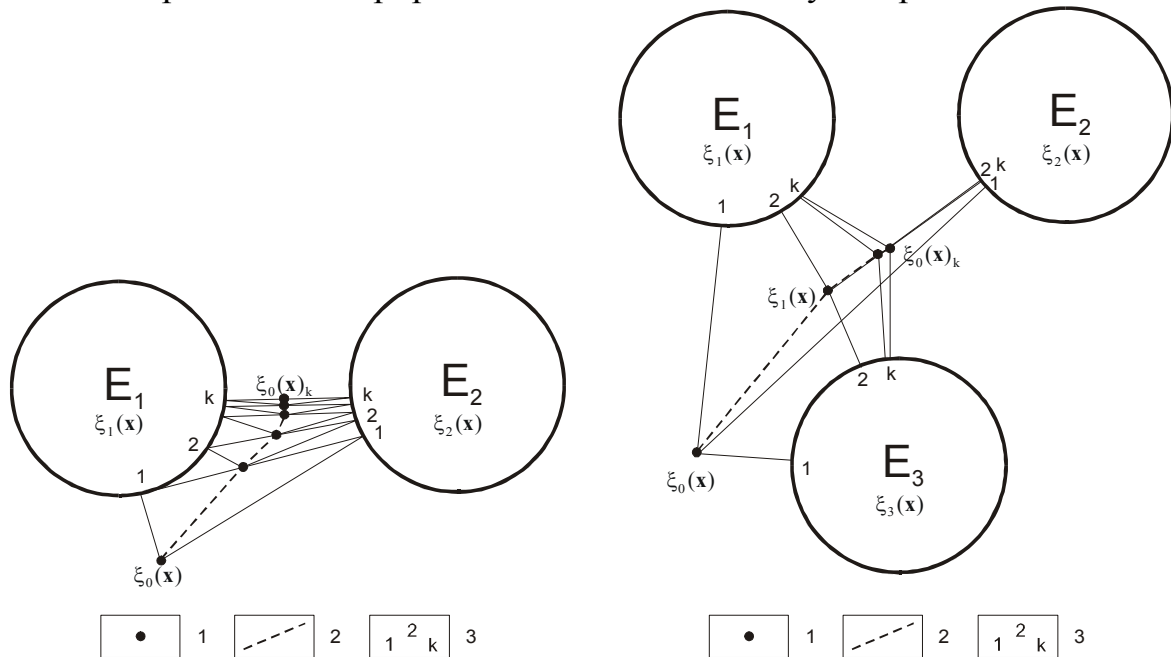


Рис. 1. Иллюстрация сходимости итерационного процесса для случая решения обратной задачи интегральной интерпретации для двух и трех методов: 1 – начальное приближение и центральные модели на различных этапах итерационного процесса; 2 – траектория движения центральной модели; 3 – пометодные модели на различных этапах итерационного процесса.

**КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ИСТОЧНИКОВ КИМБЕРЛИТОВОГО И
ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА
(НА ПРИМЕРЕ ПРИАЗОВСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА)**

П.И. Пигулевский¹, В.М. Кичурчак¹, А.Л. Довбнич¹, М.М. Довбнич²

¹ *Днепропетровская геофизическая экспедиция «Днепрогеофизика»*

² *Днепропетровский национальный горный университет*

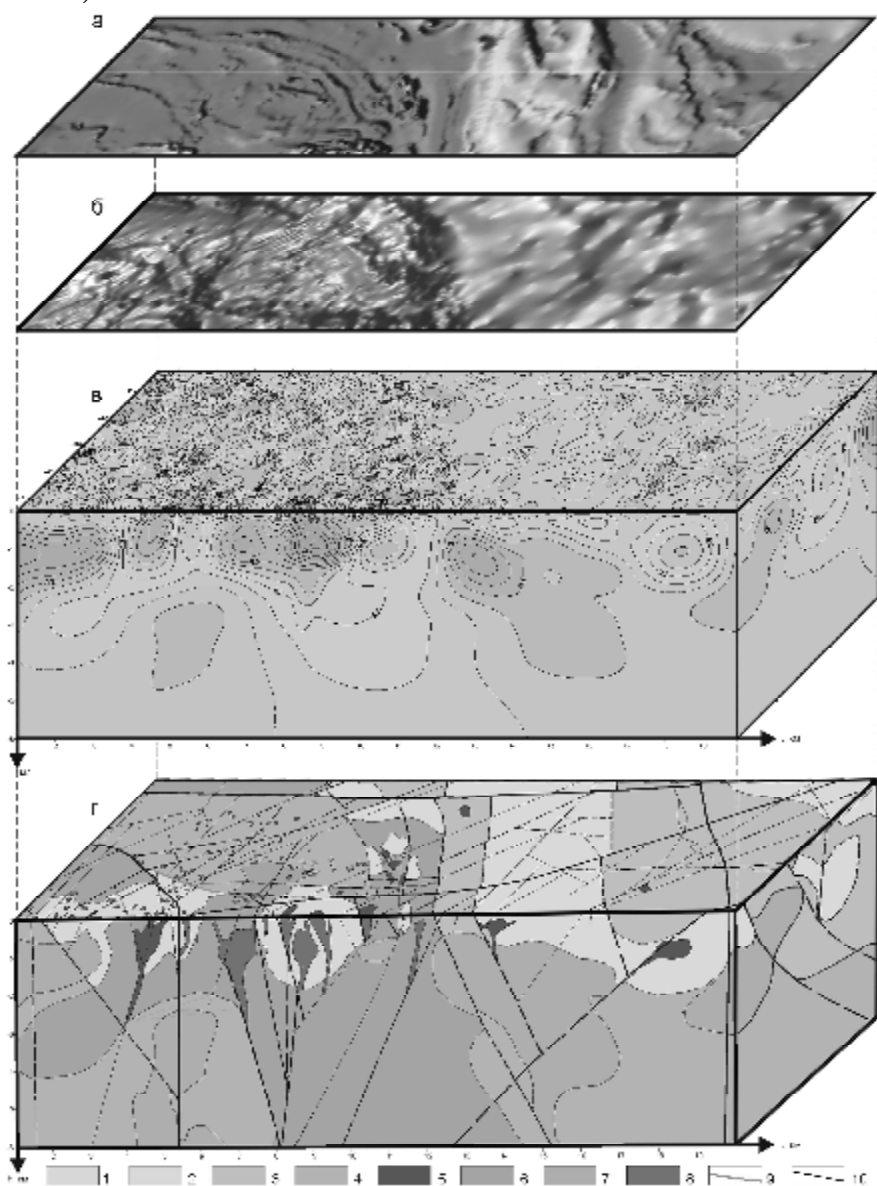
Комплексные задачи геолого-геофизических исследований при поисках источников кимберлитового и лампроитового магматизма в пределах Приазовского мегаблока Украинского щита (УЩ) Восточноевропейской платформы решались путем анализа, комплексной обработки и интерпретации имеющихся геолого-геофизических материалов (гравиразведки, магниторазведки, электроразведки, геологических данных, аэро- и космосъемки, дневного рельефа) на формальном и неформальном уровнях с применением систем современных методов обработки информации, которые используют новейшие компьютерные технологии.

На начальной стадии выполнения работ была построена качественная геофизическая основа, от уровня которой зависела „добротность” составления результативных и специальных геолого-геофизических карт и получения необходимых результатов. При составлении схемы комплексной интерпретации использовались как традиционные способы качественной интерпретации: определение контактов аномалиеобразующих объектов на основе анализа карты остаточных аномалий Δg_a и их уточнения по картам V_{xz} , V_{yz} , магнитному полю, так и современные методы с применением специализированной геоинформационной системы РАПИД (ГИС РАПИД – Бусыгин Б.С. и др.) для кластеризации полей и прогнозирования (обнаружения) тел трубчатого типа, моделирование гравимагнитных полей для получения объемной модели площади исследований (программы: IGM – Левашов С.Н. и др., ADGM-3D – Кочнев В.А. и др.).

Кроме анализа геофизической информации, для выявления потенциально благоприятных участков проявления кимберлитового и лампроитового магматизма было проведено дешифрирование аэро-космоснимков и морфоструктурный анализ гипсометрического плана современного рельефа. По данным интерпретации этих материалов в пределах площади выделено 15 овално-кольцевых структур.

Прогнозная оценка распространения кимберлитового и лампроитового магматизма выполнялась по геолого-геофизическим признакам с помощью ГИС РАПИД, использующей методы распознавания образов и обработки изображений [2], позволяющие решать широкий класс задач обработки, анализа и комплексной интерпретации данных при геолого-геофизическом прогнозировании. При помощи ГИС, с использованием внешних и внутренних эталонов, были оконтурены прогнозируемые объекты.

Глубинное строение площади изучалось по данным моделирования гравитационного поля и „гравитационного зондирования” [1]), что позволило авторам построить детальные разрезы и объемную геолого-геофизическую модель (рис. 1).



Стратиграфические подразделения.

Палеоархей.
Западноприазовская серия:
1 – верхнетокмакская толща,
2 – каинкулакская толща;
3 – драгунская толща.

Ультраматаморфические и интрузивно-магматические комплексы.

Палеоархей:
4 – ремовский комплекс.
Палеопротерозой:
5 – новосельская ассоциация,
6 – обиточненский комплекс,
7 – салтычанский комплекс.
Мезопротерозой:
8 – коларовский комплекс,
9 – дайковый комплекс;
10 – тектонические нарушения.

Рис. 1. Результаты геолого-геофизических исследований при прогнозировании кимберлит-лампроитового магматизма на примере Андреевского купола Салтычанского антиклинория Приазовского мегаблока УЩ:

а - рельефная свето-теневая карта магнитного поля Z_a ; б - рельефная свето-теневая карта гравитационного поля Δg_a ; в - 3D модель результатов “гравитационного зондирования”; г – объемная геологическая модель участка исследований.

Авторами ранее были получены результаты [3], которые показывают, что под Приазовским мегаблоком УЩ распространены эклогитовая, перидотитовая, аномальная и, в меньшей мере, габбровая и габбро-перидотитовая мантии. Эклогитовая мантия имеет широкое распространение в двух местах – на крайнем северо-западе мегаблока и в его центральной и юго-западной частях. Первый

ареал распространения примыкает к Орехово – Павлоградской шовной зоне и имеет размеры: 45 км в северо-западном и 30 км в северо-восточном направлениях. Вторая площадь развития эклогитовой мантии имеет сигарообразную форму и размещена в юго-западной и центральной частях мегаблока. Ее простирание северо-восточное, длина – 150 км, ширина – 35-50 км. Она развита в северо-западной части изученной площади. Под площадью исследований наблюдаем развитие эклогитовой (северо-западная) и перидотитовой (юго-восточная часть) мантии, а, в целом, она попадает в контур распространения амфолит-вебстеритовой мантии.

Андреевский купол расположен в северо-восточной части Салтычанского антиклинория, структуры первого порядка в масштабе Приазовского мегаблока УЩ. Диаметр купола ~ 10 км. Он вытянут в северо-западном направлении. Сложен породами верхнетокмакской толщи западноприазовской серии. В его строении принимают участие граниты, диориты, гранодиориты и ультрабазиты. Ультрабазиты новосельской ассоциации и коларовского комплекса (лампроиты оливиновые, кимберлиты флогопит-оливиновые, горнблендиты, лампроиты оливин-амфибол-флогопитовые, оливин-ортопироксен-флогопит-амфиболовые, оливиниты, перидотиты, пироксениты) образуют в основном мелкие, реже крупные массивы (рис. 1) и пластообразные тела.

В краевых частях купола встречаются агматиты по амфиболитам, пегматиты. Здесь отмечаются участки переориентирования простирания пород, которые фиксируются на картах За масштабов 1:10 000 и 1:25 000 разным направлением магнитных аномалий, которые не подчиняются преобладающему простиранию поля. В магнитном поле купол выделяется линейными положительными и отрицательными аномалиями, оси которых в плане образуют круглую структуру. В северо-западной части купол не замыкается, а аномалии имеют северо-западное простирание. Вызвано это тем, что геологическое строение северной части купола усложнено широтными и субширотными разломами, к которым приурочены массивы диоритов и гранодиоритов. Характерной особенностью купола есть наличие центрального максимума силы тяжести амплитудой 0,3-0,5 мГал, окаймленного локальными максимумами до 0,5 мГал.

На рис.1 показано строение Андреевского купола Салтычанской антиформы, Сорокинской ЗКС и Титовской антиклинали. Нижняя граница распространения интрузий ультраосновных пород здесь колеблется от 2,7 - 3,0 км в пределах Андреевского купола, до 0,7 - 1,6 км – в пределах Титовской антиклинали. Углы падения интрузивных тел составляют, преимущественно, 75-90°, за исключением двух тел на северо-востоке площади с углами – 45-50°. В пределах разреза хорошо видны параметры и конфигурация всех разуплотненных и плотных образований. По линии разреза горизонтальная мощность обиточненских гранитов составляет 6,0 км. В его ядре находятся более

молодые салтычанские граниты с плотностью $2,64 \text{ г/см}^3$ и верхней кромкой на глубине 2,3 – 2,4 км. На рис.1 хорошо видны этапы магматических процессов, которые происходили в геологическом прошлом. Закартированное при ГК-50 тело лампроитов, которое попадает на линию разреза, расположено на северо-востоке Андреевского купола и имеет крутое северо-восточное падение ($70 - 80^\circ$). На рис. 1 видно, что основная камера плотных лампроитов расположена на глубинах до 400-600 м.

После изучения геологического строения исследованной площади была осуществлена количественная оценка перспектив проявлений кимберлитового магматизма в пределах площади и выполнена интерпретация геофизических данных с применением АПС ГИС РАПИД в масштабах 1:50 000-1:25000. При этом были проанализированы и учтены геолого-структурный, тектонический, литолого-стратиграфический, магматический, метаморфический, геохимический, минералогический, метасоматический критерии проявления ультраосновного магматизма.

По результатам прогнозирования с применением АПС ГИС РАПИД выделено восемь участков с вероятным проявлением кимберлитового и четыре лампроитового магматизма, которые приурочены непосредственно к площади Андреевского купола.

В итоге были получены данные по глубинному геологическому строению площади, выделены зоны и участки тектонической и магматической активизаций, структуры, благоприятные для проявления кимберлитового и лампроитового магматизма, т. е. получены основные предпосылки и критерии для последующей оценки перспектив алмазоносности исследованной площади шлиховой съемкой и заверочным бурением.

Полученная геолого-геофизическая информация подтверждает высокие перспективы обнаружения тел кимберлитового и лампроитового магматизма в пределах Андреевской купола, однако, коренных месторождений алмазов до этого времени не выявлено. Для достижения положительных результатов, на наш взгляд, необходимо продолжить изучение глубинного строения в пределах изученной территории и на других перспективных площадях Приазовского мегаблока по разработанной авторами методики с целью оценки их перспективности на основании разработанных критериев и признаков поисков участков проявления кимберлитового и лампроитового магматизма.

Список литературы

1. *Dovbnich M.* Geological model of greenstone belts of the Ukrainian shield on the gravimetry data // 67th EAGE Conference and Exhibition, Madrid, Spain, 13 – 16 June 2005.
2. *Бусыгин Б.С., Мирошниченко Л.В.* Распознавание образов при геолого-геофизическом прогнозировании. – Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1991. – 168 с.

3. *Пигулевский П.И.* Вещественный состав верхней мантии по данным геолого-геофизических исследований (на примере Приазовского геоблока Украинского щита) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского, Пермь, 24-29 января 2005 г. - Пермь: ГИ УрОРАН, 2005. - С.232-233.

ТЕХНОЛОГИЯ РАСПОЗНАВАНИЯ СИГНАЛОВ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ВЕЙВЛЕТ-СПЕКТРОВ

П.В. Пискун

РГГРУ

В настоящее время на основе механизма спектрально-временного анализа нестационарных данных – вейвлет-преобразования, строится все больше и больше алгоритмов обработки и интерпретации геофизических данных. Непрерывное вейвлет-преобразование, по сравнению с Фурье-преобразованием, позволяет проводить детальный спектрально-временной анализ данных, а также дает возможность адаптировать алгоритм к той или иной задаче путем выбора (построения) более подходящего к физике процесса материнского-вейвлета. Еще одним неоспоримым преимуществом вейвлет-преобразования является эстетическая простота его теории. Непрерывное вейвлет-преобразование реализуется одной формулой свертки сигнала с базисными функциями,

$$W_f(t, \omega_t) = \langle f(t_0) \cdot \psi(t_0, t, \omega_t) \rangle = \frac{1}{\sqrt{\omega_t}} \int f(t_0) \psi\left(\frac{t_0 - t}{\omega_t}\right) dt_0 = \frac{1}{\sqrt{\omega_t}} f(t_0) * \psi\left(\frac{t_0 - t}{\omega_t}\right)$$

а все тонкости преобразования достигаются в основном за счет специфического выбора этого базиса разложения, состоящего из масштабированных (сжатых и растянутых) вариантов одной порождающей функции – материнского-вейвлета.

Возможность получения детальной спектрально-временной информации о сигнале позволяет с высокой степенью надежности выделять его на фоне сложносоставного геофизического поля. На основе вейвлет-спектров строятся эффективные системы распознавания сложных нестационарных изображений, таких как отпечатки пальцев и радужные оболочки глаз. Использование этого преобразования в задачах распознавания и классификации геофизических данных также бесспорно перспективно. Остается единственная проблема для реализации алгоритмов распознавания сигналов на основе многопризнаковых характеристик (в данном случае характеристиками сигнала, является распределение энергий вейвлет-коэффициентов на различных частотных уровнях) – это выбор механизма сравнения многопризнаковых характеристик. В предлагаемой технологии в качестве такого механизма выбран алгоритм распознавания многопризнаковых данных, базирующийся на статистике следа ковариационной матрицы:

$$T^2 = Sp(HG^{-1})$$

где H и G - случайные матрицы, имеющие распределение Уишарта. Оценкой матрицы H размерности $p \times p$ является выражение:

$$H = \sum_{i=1}^m n_i \bar{m} \bar{m}'_i + \sum_{i=1}^m n_i \bar{m}_{m+i} \bar{m}'_{m+i}$$

Матрица G той же размерности определяется выражением:

$$G = \sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^n (d_{kj} - \bar{m}_j)(d_{kj} - \bar{m}_j)' + \sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^m (d_{kj} - \bar{m}_{m+j})(d_{kj} - \bar{m}_{m+j})'$$

где m - число строк в окне (размеры окна определяются размерами эталона); f_i - число столбцов в окне; d_{kj} - значение вектора разности в j -ой точке k -ой строки окна;

$\bar{m}_j = 1/n \sum_{i=1}^n \vec{d}_{ji}$ - оценка вектора среднего разности в j -ой строке окна;

$\bar{m}_{m+i} = 1/m \sum_{i=1}^m \vec{d}_{ji}$ - оценка вектора среднего разности в i -ом столбце окна. $i=1, \dots, n$.

Окончательное выражение для многомерного критерия выглядит следующим образом:

$$F = \frac{2nm - n - m - p + 1}{(n + m + 1)p(2nm - n - m)} Sp(HG^{-1}) = \frac{2nm - n - m - p + 1}{(n + m + 1)p(2nm - n - m)} \left(\sum_{i=1}^m n \bar{m}_i S^{-1} \bar{m}'_i + \sum_{i=1}^N n \bar{m}_{m+i} S^{-1} \bar{m}'_{m+i} \right)$$

Гипотеза H_0 о наличии в окне эталонной комплексной аномалии считается справедливой на уровне значимости α , если выполняется неравенство $F < Fg_1, g_2, \alpha$, где Fg_1, g_2, α - критическое значение F - распределения со степенями свободы g_1 и g_2

$$g_1 = \frac{(n + m - 1)p(2nm - n - m - p)}{2nm - (n + m - 1)p - 2}, \quad g_2 = 2nm - n - m - p + 1$$

Перемещая окно вдоль профиля и по профилям, получаем распределение критериальной статистики по всей площади наблюдения.

Таким образом, технология распознавания сигналов на основе анализа вейвлет-спектров заключается в следующем:

1. В зависимости от природы исследуемого геофизического поля выбирается наиболее адекватный материнский-вейвлет (например, для гравитационного поля разумно использовать вейвлеты построенные на основе преобразований ядра Пуассона, а для сейсмического сигнала хорошо подойдут вейвлеты семейства Морле);
2. Выбирается участок поля, который будет являться эталоном для распознавания, им может быть как фрагмент исследуемого поля, так и любой другой сигнал, полученный на других участках или в результате моделирования;
3. Затем, по полю и эталонному фрагменту, рассчитываются коэффициенты 2D вейвлет-разложения;

4. В движущемся по профилям окне (размеры окна определяются эталонным фрагментом) рассчитывается статистика следа ковариационной матрицы;
5. В результате получается поле статистики следа ковариационной матрицы, которая определяет степень схожести эталонного объекта с анализируемым участком поля;

Рассмотренный алгоритм реализован в компьютерной технологии «КОСКАД 3D» и протестирован на модельных и реальных данных.

ОСОБЕННОСТИ ПЛОТНОСТНОГО СТРОЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА ПО ПРОФИЛЮ ДЖАЛИНДА–УЛУ

В.Я. Подгорный

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Алдано-Становой щит расположен в юго-восточной части Сибирской платформы. С севера он обрамляется чехлом Алданской (Ленско-Майской) плиты, на западе входит в контакт с Байкальской рифтовой системой, на юге соприкасается с Центрально-Азиатским, а на западе с Тихоокеанским орогенными поясами. В гравитационном поле эта тектоническая структура выражена минимумом силы тяжести, интенсивностью порядка 55 мГал, искаженным локальными аномалиями более высокого порядка. На рассматриваемой территории глубинные сейсмические исследования выполнены в последние десятилетия прошлого столетия на немногочисленном ряде профилей. Из них наиболее привлекательными для гравитационного моделирования литосферы являются сейсмические исследования, выполненные вдоль Алдано-Якутской автомагистрали (АЯМ). Южное окончание сейсмического разреза расположено в структурах Центрально-Азиатского орогена. В северном направлении он пересекает Алдано-Становой щит в крест его простираения и оканчивается в структурах чехла Ленно-Майской плиты.

В отсутствие других сведений, за подошву литосферы принята ее поверхность, рассчитанная по данным теплового потока. Среда, подстилающая литосферу, рассматривается, как слой астеносферы, неограниченной по глубине. Подошва и расслоенность земной коры заимствованы из материалов сейсмических работ. Начальные значения плотности частично определены по зависимости скорости упругих волн от плотности среды, а также учтены результаты более раннего плотностного моделирования по секущим линиям. Ниже приводятся результаты гравитационного моделирования, полученные в рамках принятой модели нулевого приближения, идеологии и ограничений, накладываемых методикой послойного плотностного моделирования [1].

Обращает на себя внимание ситуация, что минимальные значения вычисленной плотности в астеносфере, литосферной мантии и литосфере, моделируемой единым слоем, сосредоточены в центре разреза в средней части Алдано-Станового щита под Чульманской осадочной впадиной и увеличиваются к периферии щита. Плотность земной коры, выраженной одним слоем, имеет такую же тенденцию, но несколько завуалированную синусообразным изменением ее по латерали. Плотность литосферы Ленско-Майской плиты обладает самыми большими ее значениями. На юге они сосредоточены в южной части Станового мегаблока в районе Тындинского разлома со смещением по глубине к югу. На этом этапе интерпретации, сфокусировав внимание на распределении максимальных и минимальных величин плотности в двуслойной модели литосферы, можно отметить зональное изменение ее в пределах Сибирской платформы, которое нарушается в области смыкания щита с Центрально-Азиатским складчатым поясом. Линии корреляции границ одноранговых по плотности блоков в приграничных областях Алдано-Станового щита в литосферной мантии выгибаются к северу, что создает иллюзию выдавливания ее в северном направлении, или смещения к югу толщи земной коры. Совокупность отмеченных деталей позволяет выделить блок литосферы, плотность которого не превышает средних значений по всей вертикали и охватывает практически весь щит, до Тындинского разлома.

Естественно возникает вопрос о гравитационной компенсации масс земной коры и литосферы в целом. В случае полной гравитационной компенсации плотностных неоднородностей земной коры неоднородностями литосферной мантии их гравитационные эффекты должны достаточно хорошо соответствовать зеркальному отражению одного в другом. Для полученного распределения плотности такое отражение искажено и соответствует некомпенсированности расчетных масс земной коры литосферной мантией. Ширина области по вертикали между совмещенными кривыми гравитационного эффекта земной коры и зеркально отраженного эффекта от литосферной мантии характеризует величину некомпенсированности. В границах исследуемого плотностного разреза, в рамках заданной геометрии модели и вычисленных значений плотности она оценивается величиной не превышающей 55 мГал и соответствует амплитуде Алдано-Станового гравитационного минимума.

Вычисленное распределение плотности в земной коре с учетом ее сейсмической расслоенности имеет сложный характер. При внимательном анализе обнаруживается ряд закономерностей, порою накладывающихся друг на друга. Наиболее высокоплотные блоки коры расположены под Становой гранит-зеленокаменной областью (до 3,15 г/см³) и под Ленско-Майской плитой. В слоях средней части коры дискретно фиксируются неоднородности с повышенной плотностью (2,92—2,96 г/см³) - Желтулакский разлом, Чульманская впадина, Ленско-Майская плита. По характеру расположения можно предположить их связь с высокоплотными блоками нижней коры по

пологонаклонным зонам, падающими на север. Неоднородности пониженной плотности (до 2,71-2,77 г/см³) встречаются в средней части коры Становой гранит-зеленокаменной области, Чульманской впадины, на границе Ленско-Майской плиты. Аномальное понижение плотности (2,92—2,96 г/см³) установлено в низах коры Чульманской впадины. Оно расположено конформно области низкоплотной литосферной мантии, и может рассматриваться как ее продолжение в земной коре. Низкоплотные образования в подошве коры перекрываются в ее средней части неоднородностями повышенной плотности. Такое чередование плотностных неоднородностей по вертикали обуславливает плотностную инверсию, которая отмечается в плоскости всего разреза.

Характерной особенностью вычисленного распределения плотности в коре является наличие в слоях протяженных участков в виде цепочек сопряженных блоков с постепенным нарастанием или уменьшением их плотности. Часто такие участки однонаправленного изменения плотности коррелируются по вертикали. Линии корреляции их ограничений представляются как вероятные зоны тектонических нарушений, а направления увеличения плотности — как векторы действия сил сжатия. Такое допущение позволяет выделить зоны нарушений характеризующиеся “режимом” сжатия и растяжения. Принимая во внимание перечисленные особенности распределения плотности в земной коре, учитывая контрастность плотности на вертикальных границах неоднородностей и их компактное обособление в плоскости разреза, используя вертикальную и наклонную корреляцию плотностных параметров, выделены зоны тектонических нарушений как совпадающие с известными глубинными разломами, так и ранее не известные. Наиболее четко нарушения проявились в земной коре Сибирской платформы.

По геологическим данным, южным ограничением Алдано-Станового щита является Желтулакский разлом. В плотностном разрезе коры выделяется в виде широкой, падающей полого на север, сложно построенной зоны, ограниченной Желтулакским и Тындинским разломами, которая может рассматриваться в качестве южной границы щита. В Желтулакско-Тындинской зоне преобладают признаки растяжения, и она простирается до подошвы коры. Возможно, эта зона имеет продолжение в литосферной мантии с последующим изменением направления падения на южное.

Становой мегаблок вместе с Алданским составляют единую глубинную структуру, имеющую сложное строение. В центре нее, в районе Чульманской впадины находится зона аномально пониженной плотности, которая рассматривается также и как зона расширения. Она прослеживается от астеносферы в нижние слои земной коры и названа Чульманской сквозьлитосферной плотностной аномалией (ЧСПА). Эта аномальная зона находится на границе со Становым мегаблоком и занимает южную часть Алданского. По особенностям распределения плотности и характеру расположения выделенных разломов земная кора Алдано-Станового щита делится на три примерно равных блока. Южный из них представлен Становым мегаблоком, центральный охватывает южную часть Алданского (Чульманский

блок), а северный – северную его часть. Становой мегаблок в среднем имеет меньшую плотность, чем северная часть Алданского примерно на $0,02 \text{ г/см}^3$. В средней их части наблюдается зеркально-симметричное размещение масс пониженной плотности и наращивание их мощности вниз и в сторону ЧСПА. В Чульманском блоке плотностные неоднородности не упорядочены, а выделенные разломы имеют рифтообразный характер, падают к центру, что говорит об их рифтогенной природе. Северное его ограничение определяется Малонимнырским разломом, а южное – скорее Южно-Якутским, но не исключено, что им может оказаться и Становой. Предварительный более детальный анализ показывает, что имеются признаки более широкого ариала проявления влияния ЧСПА на вмещающую его земную кору и, прежде всего, на плотностные свойства. Наиболее вероятно, это связано с тепловой (плюмовой) природой Чульманской плотностной аномалии.

Характерной особенностью глубинной структуры Ленско-Майской плиты является повышенная плотность не только разреза земной коры, но и мантии. Южная окраина щита и обрамляющие его тектонические элементы отличаются структурой литосферы от остальной части Алдано-Станового щита.

Плотностные модели литосферы содержат признаки разных геодинамических режимов. Наблюдаемое смещение литосферной мантии относительно земной коры может быть связано с субдукцией в мезозое Монголо-Охотской океанической литосферы под Алдано-Становой щит. Подтверждением этому может быть распространение в Становом мегаблоке надсубдукционных позднеюрско-раннемеловых гранитоидов и надвигов докембрийских толщ на юрские осадочные бассейны, а также наличие высокоплотного нижнего слоя в подошве земной коры этого блока. Взаимодействие подошвы земной коры с кровлей литосферной мантии может быть следствием пассивного рифтинга, о чем свидетельствуют особенности строения плотностной структуры земной коры под Чульманской впадиной (чередование зон растяжения—сжатия и повышенной—пониженной плотности). В более позднее время (возможно в кайнозое) под влиянием активного теплового режима мантии, вероятно связанного с перемещением на восток Сибирского суперплюма, была окончательно сформирована глубинная плотностная структура Алдано-Станового щита, отвечающая активному мантийному рифтингу [1].

1. *Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф.* Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, №3. - С. 3-21.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА, ПАРОГИДРОТЕРМ И СЕРЫ НА КУРИЛАХ

Комплексные геофизические работы на курильских месторождениях и рудопроявлениях золота, парогидротерм и серы были начаты в 60-х годах и за последующие четверть века из опыта работ Сахалинской ГФЭ, обогащённого идеями школ Ленинградского горного института и Пермского университета, сформировалась сахалинская школа разведочной геофизики. В её основе методология комплексного подхода [4], учёт геологических и гидрогеологических условий [2, 4, 5], использование связей физических свойств горных пород [3, 7], геологическое истолкование вертикальных неоднородностей и других «геологических помех» [2, 5, 6]. Последние 15 лет складывающаяся школа развивается в условиях, ставящих на первое место не формальный план, а конкретный результат, что способствует внедрению современной аппаратуры, новых методов и методик изучения недр [5, 6].

Федеральной программой (13.10.05) намечается за 10 лет инвестировать в экономику Курильских островов 15.6 млрд. руб. Прежде всего, в развитие энергетики, основанной на гидротермальной энергии недр и в освоение других природных ресурсов, включая полезные ископаемые. Для обоснования предстоящих работ выполнен анализ многолетних геофизических исследований на типичных курильских объектах Кунашира, Итурупа, Парамушира и Урупа.

Курильские острова расположены в области современного вулканизма, характеризуются интенсивным тепловым потоком со средним значением ≈ 100 МВт/м², сложены разновозрастными, преимущественно вулканогенными породами, неоднократно инъецированными интрузиями различного состава.

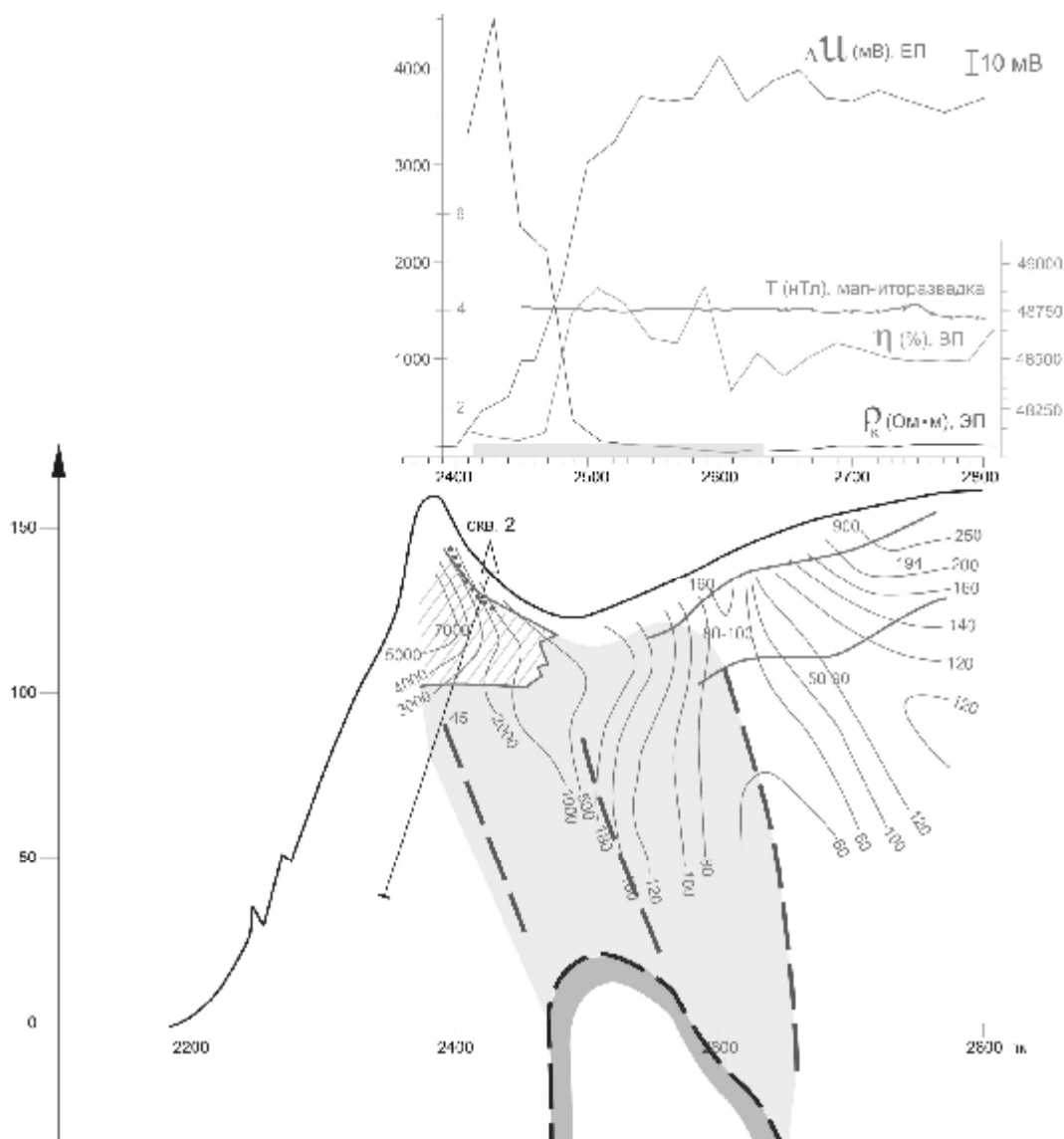
Островам Большой Курильской гряды (Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир др.) присуще золото-серебряное оруденение, тесно связанное с позднемиоценово-современным магматизмом [1]. На Урупе геофизические работы впервые проведены в 2004 г. при поисках и оценке эпitherмального золотосеребряного оруденения на Западно-Тетяевского золоторудном поле. Применялись ВЭЗ, МПП, ЕП, ЭП, ВП, высокоточная магниторазведка, гамма-спектрометрия и каппаметрия кернa. Геологический разрез Урупа, как и Курил в целом, малоблагоприятен для изучения геофизикой. Рудные объекты связаны с гидротермально изменёнными вторичными кварцитами, вмещающими служат аргиллизированные и пропилитизированные вулканогенные породы с вертикальной зональностью. Распространены разломы, крутопадающие геологические тела, субвертикальные контрастными контактами пород разного литологического состава.

В ходе опытно-методических отмечена приуроченность золоторудных месторождений и рудопроявлений к краевым и центральным частям отрицательных аномалий естественного электрического поля, к относительно пониженным и спокойным участкам магнитного поля и к электрическим

аномалиям высокого сопротивления. Для геологического истолкования геофизических данных привлечена информация по скважинам, шурфам, канавам и результаты определений магнитной восприимчивости керна (выборка из 1552 образцов), параметрических измерений сопротивления (359) и гамма-активности в скважинах (974) (приводятся средние модальные значения).

	R, Ом·м	χ , 10^{-3} ед. СИ	γ , мкр./ч
Четвертичные отложения	520	0.20	3.3
Вторичные кварциты (рудоносные)	2470	0.01	3.9
Вмещающие породы (туффиты)	246	0.15	6.3
Вмещающие породы (туфы)	87	-	5.1

На детально изученном рудопоявлении Купол на глубине 200-300 м по МПП наблюдается аномалия с размерами по линии наибольшего градиента 1000 x 550 м с сопротивлением >2500 (фон 100-500 Ом·м.) Верхняя часть разреза изучена ВЭЗ. По данным МПП и ВЭЗ, подтверждённым бурением, в недрах участка Купольного находится монолитное интрузивное тело с круто уходящими на глубину боковыми контактами. От него к дневной поверхности по зонам повышенной трещиноватости отходят дайки, в отдельных случаях подтверждённые шурфами. С данными МПП и ВЭЗ согласуется поведение магнитного поля – в пределах проекции интрузивного тела на дневную поверхность его уровень близок к нормальному, а аномалии высших порядков тяготеют к экзоконтактной зоне интрузии (рис. 1).



Изверженные тела тяготеют к трещиноватым зонам, что служит одним из поисковых признаков золоторудных тел на Курилах. Так четыре из шести комплексных аномалий на Купольном участке (три из них подтверждены скважинами и шурфами) находятся в пересечениях выделенных по электроразведочным данным зон тектонической трещиноватости горных пород.

Для поиска и изучения золоторудных месторождений и рудопроявлений на Курилах рекомендован технологически оптимальный комплекс: МПП, ВЭЗ, ЕП, магниторазведка и, при малой мощности наносов, гамма-спектрометрия. Для детальных работ – дополнительно ВП. Глубина исследований должна составлять не менее 200-300 м, что позволит контролировать структурную и тектоническую обстановку.

Вплоть до конца прошлого века парогидротермальные месторождения на Курилах изучались геофизикой малых глубин: ВЭЗ с АВ до 1000 м и ЧЗ, но геологическая эффективность этих работ была низкой. С начала 90-х годов ООО «МП Электра» успешно применяет установки ВЭЗ и МПП, обеспечивающие изучение глубин до двух километров. Для картирования гидротермально изменённых пород и выделения изверженных тел использовалась магнитная съёмка [5]. Первая же пробуренная по этим данным скважина (№ 201 на месторождении Горячий Пляж, Кунашир), дала фонтанный приток пароводяной смеси. В результате изучения глубинного строения недр выяснилось, что скважины, заданные по результатам малоглубинной геофизики, находились не в оптимальных условиях, обычно в области приповерхностного растекания термальных вод. В настоящее время на Горячем пляже эксплуатируется гидротермальная электростанция.

В 2000 г. ООО «МП Электра» на Парамушире проведены поисково-оценочные геофизические работы на парогидротермы (МПП, ВЭЗ и магнитная съёмка). В верховьях р. Птичьей, ранее безрезультатно изученной малоглубинными ЧЗ, выявлены продуктивные на гидротермы тектонические

разломы в виде узких линейных аномалий низкого ($<3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) сопротивления, сопровождаемых изометричными магнитными аномалиями. По минимуму сопротивления выделен перспективный участок Высокоутёсный. Парогидротермы ожидаются в трещинных субвертикальных зонах, прослеживаемых на глубине от 1000-1200 до 2000 м. Местным очагом тепла предполагается обширная интрузия, проявившаяся в магнитном поле и в результатах МПП. На участке Высокоутёсном прогнозируется месторождение с эксплуатационными запасами, эквивалентными 33-46 кг/с пара.

Прогнозы, сделанные по данным геофизики, были принципиально подтверждены в 2004 г. ОАО «Сахалинская гидрогеологическая экспедиция» при бурении скважины 4Г. Средний геотермический градиент по каротажу до глубины 1150 м составил $18.7^\circ/100 \text{ м}$. На глубине 1080 м градиент возрос в несколько раз и на глубине 1115 м вскрыта верхняя часть гидротермального резервуара с температурой $210-215^\circ$. Ниже температура продолжала возрастать, что свидетельствует о наличии конвективной пароводяной трещинной системы, и оценочно, по данным МПП, ожидалось $260-300^\circ$ на глубине 2000 м. Однако скважина по организационно-техническим причинам была ликвидирована.

В 2005 г. в связи с положительными геофизическими предпосылками и установленными высокими температурами недр, в рамках Курильской программы решается вопрос о геофизических работах на Высокоутёсном участке и бурении поисковых скважин, включая дублирование скважины 4Г.

Для изучения парогидротермальных месторождений на Курильских островах рекомендуется геофизический комплекс, обеспечивающий изучение недр до глубины 1.5-2 км. Опыт работ на Кунашире и Парамушире [5] показал эффективность сочетания МПП (изучение глубинных условий), ВЭЗ (детальное картирование на меньших глубинах) и магниторазведки (выделение разрывной тектоники и интрузивных тел).

Типичным для Курил и наиболее изученным, в том числе и геофизикой, является крупнейшее месторождение самородной серы Новое на Итурупе, сформировавшееся под существенным влиянием соседних вулканов хребта Богатырь в обрушенной кальдере вулкана Нового диаметром 2.5 км. Месторождение Новое является единственным на Дальнем Востоке, подготовленным к промышленной разработке серы. Промышленные залежи и серная минерализация приурочены к гидротермально изменённым породам на склонах и подножьях долгоживущих андезитовых стратовулканов, размещённых над погребёнными интрузивными телами. Рудные тела формировались на глубине до 300-350 м от поверхности эпохи рудообразования и тяготеют к пересечениям разломов. Сходное строение имеют и другие месторождения Кунашира, Итурупа и Парамушира.

На месторождении Новом проведены ВЭЗ, электропрофилирование, ЕП, магниторазведка и каротаж скважин [2]. В отдельные годы выполнялись и другие геофизические методы, включая ВП. Существенным недостатком геофизических исследований на месторождении Новом явилась недостаточная глубинность [2], послужившая одной из причин затянувшихся на 13 лет геолого-разведочных работ.

Исследование месторождений самородной серы рекомендуется начинать с изучения общей структурно-тектонической обстановки методами глубинной геофизики – МПП, ВЭЗ и площадной магнитной съёмкой. На выделенных перспективных участках (как и при детальном изучении известных месторождений) дополнительно выполняются методы, обеспечивающие прямое изучение залежей – съёмка естественного электрического поля Земли и относительно трудоёмкие методы вызванных потенциалов (ВЭЗ-ВП или профилирование). При наличии скважин для повышения детальности исследований весьма эффективны методы скважинной геофизики.

Опыт изучения курильских месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканической деятельностью и/или обусловленных гидротермально-метасоматическими процессами, диктует необходимость первоочередного изучения глубинного геологического строения недр. Это не только целесообразно для полноценного решения геологических задач, но и, в конечном счёте, экономически эффективно.

Литература

1. Буряк В. А., Науменко Б. А., Роготнёв Г. Н. Золото Сахалина и Курильских островов – Южно-Сахалинск: Сах.кн.изд., 2002, 84 с.
2. Голлербах А. Э. О методике интерпретации материалов ВЭЗ в условиях гидротермальных месторождений Курильских островов. Геология и геофизика, № 1, 1976, с. 122-129.
3. Подошвин В. Е. Определение плотности горных пород южного Сахалина по данным электрических зондирований - В кн. Геофизические поля северо-западной части Тихого океана - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982 г., с. 109-115
4. Подошвин В. Е. Комплексный подход в геологических исследованиях. // В кн. Теория и практика организации комплексных исследований – Л.: Наука, 1986, с. 119-133.
5. Подошвин В. Е., Поносков В. И. Комплексное геофизическое изучение гидротермальных месторождений Курильской гряды // В кн. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Ч. I. Матер. 29-й сессии Междунар. семин. им. Д. Г. Успенского – Екатеринбург: УТГГА, 2002, с. 133-138.
6. Тарасов В. А., Титов К. В., Бытенский Л. И. и др. Методические рекомендации по применению импульсной электроразведки при решении гидрогеологических задач. – СПб: ВИРГ Рудгеофизика, 2000, 104 с.
7. Archie G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics - Trans. American inst. Min., Metal., 1942, p. 54-62.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ АППРОКСИМАЦИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ МЕТОДОМ КВАДРОДЕЕРЕВА

А.В. Пугин

Горный институт УрО РАН, Пермь

Представление геолого-геофизических данных в виде различного рода моделей является необходимым этапом процесса интерпретации. В целом ряде задач, связанных с интерполяцией, трансформациями, фильтрацией численных

данных построение модели поля представляет собой промежуточное звено, а не конечный результат.

Использование алгоритмов истокообразной аппроксимации позволяет создавать сеточные эквивалентные распределения геофизических параметров без привлечения дополнительной информации о геологической среде. Один из наиболее простых и широко применяемых методов заключается в построении совокупности эквивалентных источников ниже поверхности наблюдений (горизонтальной плоскости или поверхности рельефа) в узлах регулярной сети точек на глубине $1\Delta x \leq h \leq 2\Delta x$, где Δx – шаг сетки. В качестве возмущающих объектов принимаются тела простой формы (шар, тонкий стержень и т.д.).

Решение задачи сводится к нахождению решений хорошо обусловленной системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) вида $\mathbf{GA}=\mathbf{U}$, где \mathbf{G} – матрица, элементы которой представляют собой функции – поля элементарных источников при единичных коэффициентах условных масс, а \mathbf{U} – массив исходных значений поля. Количество источников обычно соответствует числу точек задания геопотенциального поля [1].

Большое значение в процессе интерпретации имеет фактор размерности решаемой задачи. Объем информации в пределах одного объекта исследований может составлять десятки и сотни тысяч точек задания поля. С этой точки зрения крайне важно минимизировать количество источников в модели, сохранив необходимую точность аппроксимации.

Автором предлагается использовать для построения аппроксимационной конструкции алгоритм, разработанный на основе принципов распознавания образов [2].

Основная идея заключается в представлении исходной области задания поля в виде ранговых блоков методом квадродерева (рис.1) [3, 4]. Первоначально матрица значений поля делится на небольшое число квадратов первого порядка. С целью создания “грубого образа” модели эквивалентные источники размещаются в узлах разреженной сети в центрах ранговых областей на глубине $1\Delta x_1 \leq h_1 \leq 2\Delta x_1$ (Δx_1 – шаг сети первого порядка – расстояние между центрами квадратов). Уточнение аппроксимационной конструкции на каждом этапе производится путем детализации рангового блока на четыре подобласти – квадраты меньшего размера, и созданием сеточных моделей эквивалентных источников более высокого порядка с меньшим шагом $\Delta x_2, \dots, \Delta x_n$ и, соответственно, на меньших глубинах h_1, \dots, h_n , где n – глубина квадродерева или количество уровней детализации модели.

Первым приближением при аппроксимации служит поле эквивалентных источников первого уровня – региональная составляющая. Разность наблюдаемого и модельного полей представляет собой объект аппроксимации на следующем этапе подбора параметров источников.

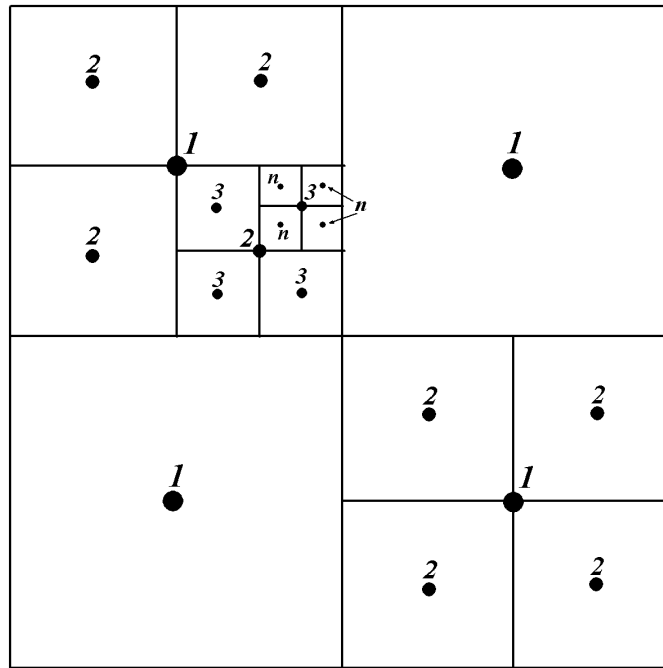


Рис.1. Схема расположения эквивалентных источников в центрах ранговых блоков методом квадродерева

Построение модели завершается, когда достигнута максимальная глубина квадродерева n (шаг сети наиболее высокого порядка Δx_n равен расстоянию между узлами исходной матрицы поля), или отклонение модельного поля от измеренного на каком-либо этапе процесса не превышает заданной погрешности аппроксимации ε .

Таким образом осуществляется адаптация геометрии аппроксимационной конструкции к морфологическим особенностям исходного геофизического поля. Результирующая модель представляет собой совокупность уровней с уплотненным распределением источников в плане вблизи ярко выраженных морфологических особенностей поля. В случае, если исходное геопотенциальное поле носит спокойный характер, для его описания требуется минимальное количество источников, расположенных в узлах редкой сети.

Алгоритм реализован в виде программы “Quadtree” для выполнения на ЭВМ.

Рассмотрим пример, демонстрирующий возможности алгоритма. Модельное поле представляет собой гравитационный эффект семи сфер, расположенных на разных глубинах. Исходная матрица имеет размер 128×128 точек задания поля (16384 элементов) с диапазоном значений от -10 до 19 мГал. В результате применения алгоритма поверхность поля восстановлена с использованием иерархической сеточной модели, состоящей всего из 1013 эквивалентных источников. Для аппроксимации регионального фона используются 16 источников первого уровня, расположенных на значительной глубине от поверхности наблюдений. Распределение остальных источников в плане носит неоднородный характер с локализацией скоплений вблизи выраженных особенностей поля силы тяжести. Среднеквадратическая погрешность аппроксимации поля составляет ± 0.019 мГал.

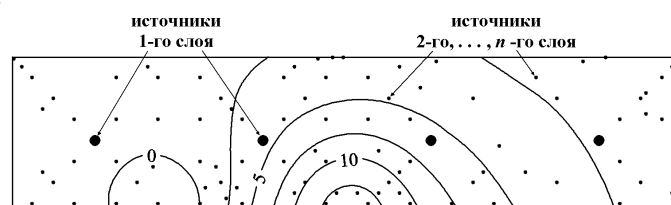


Рис.2. Модельное гравитационное поле семи сфер и план расположения источников в аппроксимационной конструкции

Уменьшение количества источников при использовании данного способа построения модели в 16 раз, значительно снижает вычислительные затраты, в частности, при многократном решении задач большой размерности, связанных с интерполяцией, трансформацией и фильтрацией геофизических данных.

Отдельный интерес представляет собой применение алгоритма для хранения данных гравиразведки и магниторазведки с включением в базы геоинформационных систем (ГИС). Вместо массива значений наблюдаемого поля, содержащего десятки и сотни тысяч числовых элементов, предлагается использовать аппроксимационную конструкцию, имеющую намного меньший объем. Модель несет содержательную информацию, связанную с исходными значениями поля в области его задания, а также обеспечивает возможность восстановления поля в отдельных точках пространства. Достаточно просто могут быть реализованы трансформации поля различного вида с учетом особенностей рельефа.

Литература

1. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. – Абакан, ООО Фирма «Март», 2002. 188 с.
2. Страхов В.Н. Что делать? (о развитии гравиметрии и магнитометрии в России в начале XXI века). – М.:ОИФЗ РАН, 1998. 24 с.
3. Уэлстид С. Фракталы и вейвлеты для сжатия изображений в действии. – М.: Издательство «Триумф», 2003. 320 с.
4. Fisher, Y., ed. Fractal Image Compression, New York: Springer-Verlag, 1995.

ДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НЕСОВМЕЩНОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ЭПИДУНИТОВОГО КОМПЛЕКСА (НА ПРИМЕРЕ МАГНИТНОЙ МОДЕЛИ МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ)

В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Петрогенетическая трактовка Платиноносного пояса Урала неоднократно видоизменялась по мере открытия новых фундаментальных фактов и смены геологических парадигм. Традиционное представление о гипербазитовых массивах Пояса как о монолитных магматических «отливках» *in situ* не отвечает сумме накопленных данных, в том числе и геофизических. Ранее представление об уральских платиноносных массивах как о дунитовых «ядрах», окруженные концентрическими оболочками пироксенитов и габбро, по крайней мере, упрощено. Габбро-ультрамафитовые тела имеют сложную историю деформаций и метаморфизма. Известно, что дунитовые тела располагаются преимущественно на западной границе Пояса. Схожая зональность наблюдается и в геофизических полях. Для получения новых знаний необходимо определить строение этих глубинных тел. Поэтому целесообразно построение трехмерной гравимагнитной модели земной коры отдельных сегментов Платиноносного пояса. Для разделения наблюдаемого поля на составляющие, отличающиеся по своим характеристикам в n -мерном пространстве, используется аппарат факторного анализа. Распределение этих составляющих не зависит от априорных предположений интерпретатора и позволяет получить первое приближение, необходимое для построения объемной комплексной модели земной коры. В расчетах участвует матрица коэффициентов корреляции R , которая является положительно полуопределенной симметрической матрицей Грама ранга m . Любое свойство параметров, связанных с рангом исходной прямоугольной матрицы, может быть установлено и с помощью матрицы коэффициентов корреляции. Так, n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m - ранг корреляционной матрицы параметров. В нашем примере число факторов равно пяти и соответствует числу источников поля, а сами факторы представляют собой поле от локального источника на профиле, проходящем через экстремум.

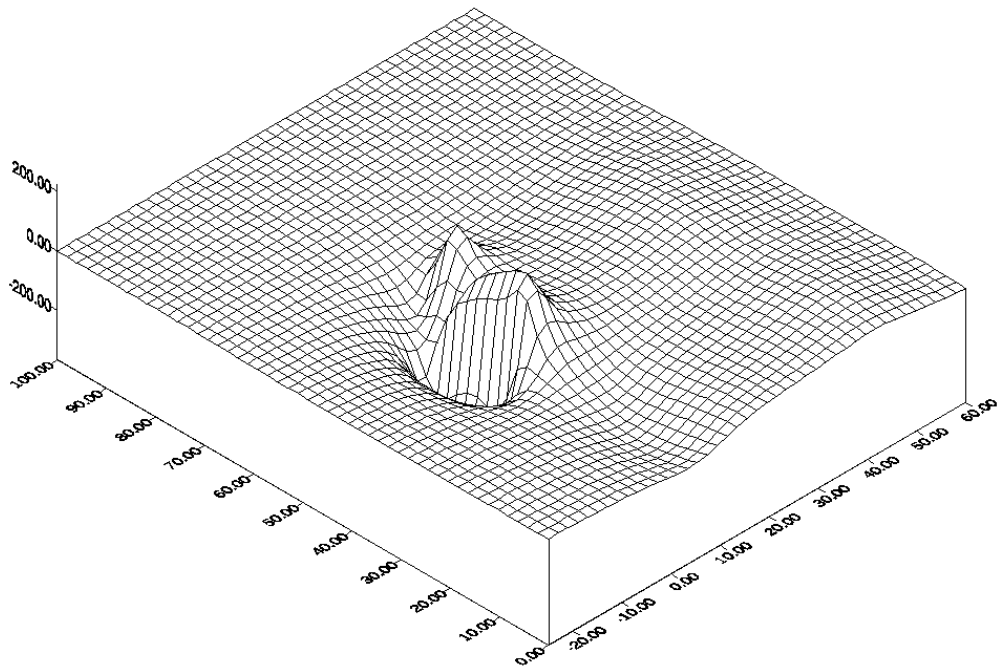


Рис.1. Пространственное распределение магнитного поля наклонного пласта дунитов

Наиболее интересные результаты получены при разделении магнитного поля. Так, например, выделен блок горных пород переменного наклона, намагниченность которого изменяется от субгоризонтальной в верхней части земной коры до современной в низах разреза [1]. Пространственное распределение магнитного поля этого блока приведено на рис.1. У этого (самого нижнего) блока наименьшая магнитная восприимчивость $\chi = 0,02$ ед.СИ и высокая остаточная намагниченность I_n (около 10^4 мА/м). Такие физические свойства характерны для дунитов. Пироксениты характеризуются $\chi = 0,05$ ед.СИ, а у верхнего слоя габбро магнитная восприимчивость может достигать 0,15 ед.СИ. Таким образом, пироксениты и пространственно располагаются между дунитами и тылаитами (габбро Дюпарка). Анализ распределения намагниченности дунитов по разрезу позволяет сделать предположение о деформировании всей пачки горных пород в процессе эволюции складчатой системы.

Наибольший интерес для изучения представляет участок так называемого «горячего шва» - зоны механического контакта дунит-пироксенитовой пачки горных пород с габбро. Предполагается, что породы деформированы в твердопластичном состоянии. Аргументом для такого предположения являются следующие факты. Исследования показали, что дуниты в отличие от пироксенитов деформируются пластически, и, следовательно, эти контактирующие пачки горных пород деформируются несовместно. Что же должно происходить в деформируемой системе дунит-пироксенит-габбро, и каким образом реликты деформационных процессов проявляются в физических свойствах горных пород и, следовательно, в физических полях? Из мезомеханических парадигм следует, что деформируемые блоки земной коры

являются открытой сильнонеравновесной системой. Самоорганизация этой системы в заданных граничных условиях нагружения обуславливает формирование диссипативных структур, эволюция которых определяет характер пластического течения дунитов и разрушения пироксенитового кольца на контакте с габбро. В слое пироксенитов деформация на мезоуровне проявляется в возникновении системы квазипериодических трещин. В объеме дунитов развиваются системы квазипериодических диссипативных мезополос локализованной деформации [2], четко коррелирующих с микротрещинами в пироксенитовом слое. Частота расположения этих микротрещин зависит от соотношения механических характеристик пироксенитового слоя и дунитов, толщины пироксенитового слоя (в единицах мощности дунитов), характера переходной зоны и других факторов. В областях сформировавшейся мезоструктуры наблюдается движение отдельных мезообъемов как целого по схеме «сдвиг + поворот». На рис.2 показано вдавливание в образец поверхностных мезообъемов в виде трехгранных призм. Экструзия основного материала между вдавливаемых призм образует стационарную поверхностную волну. Локализация этого процесса в одном из сечений сопровождается сильным поворотом трехгранной призмы и образованием трещины на ее границе.



Рис.2. Модельное (слева) и натурное (справа) вдавливание призм

Реликты окатанных трехгранных пироксенитовых призм с заключенными в них ферримагнетиками внедрены в экструдированную ферримагнитную матрицу габбро. Процессы экструзии находят свое отражение в прогрессивном уменьшении в направлении «горячего шва» размеров зерен матрицы габбро. Ферримагнитные домены как матрицы габбро, так и реликтов пироксенитовых призм сами по себе являются мезоструктурными носителями магнетизма и представляют собой объект изучения метода магнитоакустической эмиссии (эффект Баркгаузена). Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферримагнетик будет намагничиваться, причем на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ. Пусть при изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачок Баркгаузена происходит на некотором немагнитном включении или локальном узле внутренних напряжений, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимальному количеству скачков соответствует значение коэрцитивной силы H_c . Исследования эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, пересекающем зону «горячего шва» массива Денежкин Камень,

показали, что для подавляющего большинства образцов характерна моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для пород западного контактного блока наблюдается бимодальное распределение акустической эмиссии. Таким образом, эти породы представляют собой механическую смесь, составленную из двух ингредиентов, характеризующихся различными значениями коэрцитивной силы H_c . Отмеченный факт находится в полном соответствии с принципом аддитивности [3], доказанным для магнитоакустической эмиссии. Следовательно, к матрице габбро добавлены обломки породы с ферритмагнитными включениями, обладающими высокой коэрцитивной силой. Западнее «горячего шва» наблюдается зона расслоения, что так же находится в соответствии с мезомеханическим сценарием. Зона расслоения отчетливо проявляется в распределении виртуальных палеомагнитных полюсов на поверхности единичной сферы. Известно, что направления деформационной намагниченности в общем случае не дают кучных распределений, но «размазаны» вдоль дуги большого круга, ориентировка которого в пределах ошибки совпадает с ориентировкой поверхности деформации (поверхности расщепления, параллельного кливажа и др.). В идеальном случае направление деформационной намагниченности в пределах ошибки совпадает с направлением деформации сдвига. Более того, анализ данных наблюдения магнитоакустического эффекта на ориентированных образцах показал, что существует анизотропия эффекта Баркгаузена. Причем, максимальный эффект наблюдается в вертикальной плоскости, ориентированной в меридиональном направлении.

Таким образом, дополнительные исследования структурно чувствительных магнитных характеристик горных пород не противоречат основной концепции комплексной геофизической модели строения и развития массива Денежкин Камень Платиноносного пояса Урала.

Литература

1. Пьянков В.А., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Полянина Т.В., Ефимов А.А. Трехмерная гравимагнитная модель земной коры Североуральского сегмента Платиноносного пояса. Уральский геофизический вестник №7, 2005. Екатеринбург: УрО РАН, стр.48-53.
2. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики// Физическая мезомеханика.- 1998.- Т.1.-№1.- стр.5-22.
3. Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования МАЭ природных ферритмагнетиков. Уральский геофизический вестник №1, 2000. Екатеринбург: УрО РАН, стр.40-46.

ВЗАИМОСВЯЗЬ АНОМАЛИЙ РАДОНА С ВОЗМОЖНЫМ ВОЗНИКНОВЕНИЕМ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЗОН РАЗРЕЖЕНИЯ

В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Поиски связи между аномальными вариациями давления флюида, деформациями земной поверхности, изменениями газового режима и тектонической активностью основаны на предположении, что действующие в земной коре тектонические процессы могут изменять состояние массива горных пород и отражаться в геофизических полях. Для того, чтобы по геофизическим данным изучать динамику нарушения сплошности земной коры необходимо поставить наблюдения и провести интерпретацию полученных материалов на основе современных представлений о природе тектонических процессов. Многие зависят от правильности исходных концепций, описывающих динамику деформаций и разрушения блоков земной коры, включая подготовку разрушения во времени. Из известных на сегодняшний день наиболее реальным механизмом, позволяющим объяснить изменения физических параметров горных пород в зонах с эпизодической активизацией тектонических процессов, является дилатансия, которая связана с развитием системы трещин в горных породах.

Для исследования особенностей, присущих этому механизму разрушения, активные зоны земной коры необходимо рассматривать как трехфазную пористую среду. Взаимодействие пористой проницаемой газо- и влагонасыщенной среды с полем переменных тектонических напряжений, и сопровождающие это взаимодействие эффекты являются основой исследуемой модели. Подготовка и развитие тектонического события в такой среде вызывает нарушение термодинамического равновесия и сопровождается комплексом перекрестных эффектов, связанных с разного рода трансформациями физических полей. В общем случае нарушение термодинамического равновесия приводит к возникновению потоков, обусловленных градиентами концентрации газов, давления жидкости и температуры. Возникновение любого из вышеперечисленных градиентов сопровождается, согласно Онзагеру, изменением концентрации газов в пористой проницаемой среде, что приводит к изменениям пространственно-временной картины поля радона.

Остается выяснить физическую причину нарушения термодинамического равновесия. В работе Райса и Рудницки [1] показано, что влагонасыщенные проницаемые блоки земной коры оказывают существенное влияние на характер протекания тектонических процессов, а вариации давления поровой жидкости могут в ряде случаев стабилизировать процесс разрушения. В этом случае для адекватной интерпретации аномальных вариаций геофизических параметров необходимо изменение ряда общепринятых понятий. Так, например, термин «время предвестника» заменим на «время задержки тектонического события». Смысл такой замены становится понятен, если проанализировать динамику сдвиговых деформаций дилатирующего включения в зависимости от изменения

внешних деформаций и напряжений (рис.1). Поскольку в дилатирующем включении зависимость между напряжением τ и деформацией γ имеет экстремум, то момент возникновения неустойчивости определяется положением точки касания линией Эшелби кривой, характеризующей нелинейную деформацию включения. Процесс разрушения стабилизируется при «недренажных» условиях деформирования проницаемого влагонасыщенного включения. Такие условия предполагают значительную скорость деформирования при относительно малой диффузии жидкости. Зависимость между вариациями давления воды P и изменениями сдвиговых деформаций γ выражается следующими формулами:

$$\gamma'_{вкл} = \gamma_{\infty} \left(1 + \frac{kG}{h - h_d} \right) + \frac{\eta P_{вкл} k \alpha (1 + 4G/3k_s)}{h - h_d}$$

$$t_d P'(t) = - \frac{\beta k_f G \gamma_{\infty} t_d}{h - h_u} - \left(\frac{3k_f}{\alpha (1 + 4G/3k_s) N} \right) \frac{h - h_d}{h - h_u} \times \left\{ P(t) + \int_0^t \frac{R}{\pi \alpha (t - t')^{1/2}} P(t') dt' \right\}$$

Где R – радиус включения, а β, G, K_s, K_f, h, a – реологические константы. При недренажных условиях эффективные напряжения растут с увеличением сдвиговых напряжений. При таких условиях происходит уменьшение давления жидкости и возникает зона стока. Из расчетов Райса [1] следует, что в данной ситуации на земной поверхности должны наблюдаться аномальные деформации и вариации радона конвективной природы.

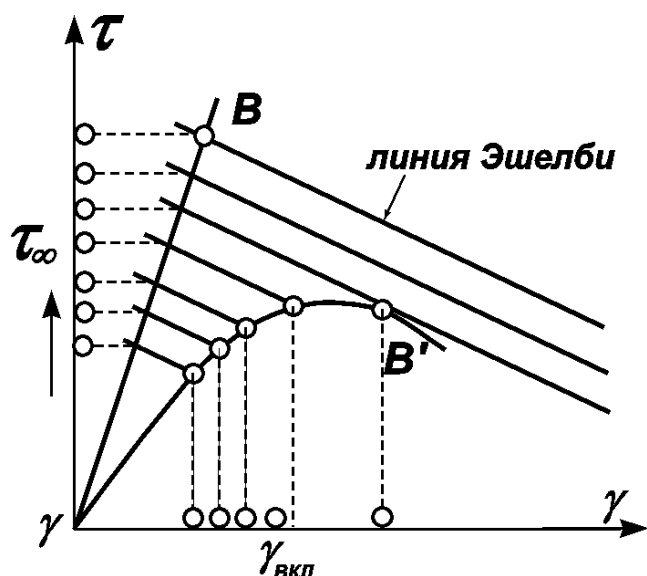


Рис.1. Описание неустойчивости деформации включения γ в поле переменных напряжений τ , которому на бесконечности соответствует сдвиг. Неустойчивость имеет место в точке B .

Задачей любых прогностических исследований является определение динамических параметров 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. 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 годы. В этот период времени произошли 17 сейсмических событий с магнитудой от 4,0 до 5,8. Для анализа выбраны данные, 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. 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 эксхалиции 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. После тектонического события система вновь становится однофакторной. Так, например, с октября по декабрь 1976 года при исследовании 10 переменных обнаружено, что система из однофакторной становится двухфакторной за 8 недель до землетрясения с $M = 5$ (рис.2).

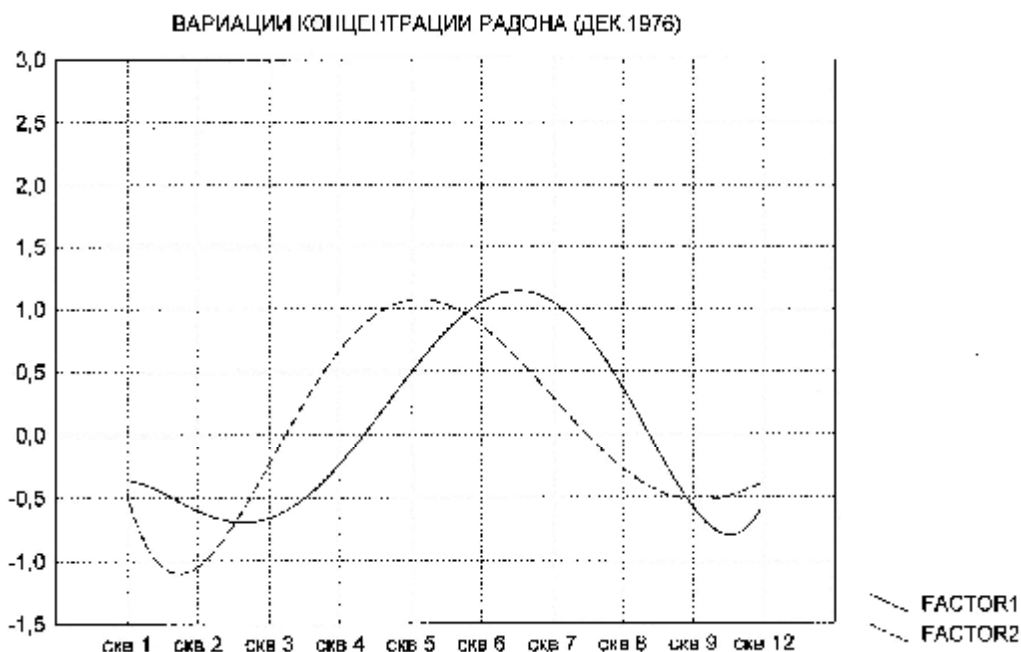


Рис.2. Разделение пространственно-временных вариаций концентрации радона на нормальную (сплошная) и аномальную (пунктирная) составляющие

Причем, зона экстремума второго фактора пространственно совпадает с эпицентральной зоной землетрясения с точностью ± 5 км. Всего из 17 землетрясений прогноз осуществлен для 14. Причем, отмечено, что время предвестника прогрессивно уменьшается с 8 недель для событий 1976 года до 1 недели в 1980 году. Кроме того, факторы менее контрастно связаны с эпицентром прогнозируемого землетрясения.

Причина отмеченных закономерностей заложена в природе изучаемого явления. Как следует из уравнений, развитие депрессионной воронки вызывает увеличение концентрации радона из-за конвективных явлений, в том числе и из-за осушения поровых каналов горной породы. В этом случае скорость конвекции увеличивается в сотни раз даже для слабопроницаемых глин [2].

Из анализа временных рядов эксхалляции радона для скважин зоны пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас за период 1976-1980 гг. следует, что в земной коре изучаемого региона происходило восстановление поля радона, искаженного влиянием депрессионной воронки (рис.3). Период восстановления пространственно-временной картины эксхалляции радона по наблюдаемым данным составляет 3 года, что с учетом процесса распада радиогенного газа позволяет оценить эффективную проницаемость массива - 10^{-14} м². Таким образом, наиболее эффективный прогноз землетрясений происходит на начальном этапе восстановления депрессионной воронки, т.е. при достаточно сухих порах и, следовательно, высоких скоростях конвекции. Кроме того, в зоне каждого последующего землетрясения развивается своя депрессионная воронка. Изучаемое явление исследовано экспериментально при откачках в скважинах с сопутствующим измерением концентрации природных газов (личное сообщение Юркова А.К). Показано, что при $K+1$ откачке скорости притока газов резко возрастают.

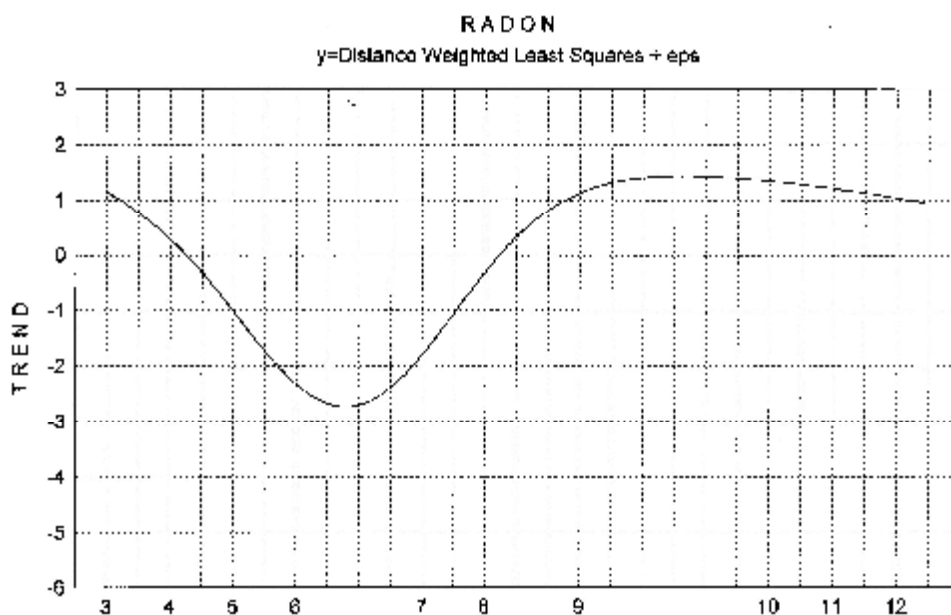


Рис.3. Восстановление поля радона в процессе стабилизации депрессионной воронки

Таким образом, в результате исследования пространственно-временной картины эксхалации радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас удалось в режиме «реального» времени получить достаточно уверенный прогноз времени и места ожидаемого землетрясения. Выделенный аномальный сигнал позволяет надеяться, что в результате дальнейших исследований удастся оценить магнитуду прогнозируемого события.

Литература

1. *Rice G.R., Rudnicki J.W.* Earthquake precursory effects due to pore fluid stabilisation of weakening fault zone. *J. Geoph. Res.*, 1979, v.84, No.B5, pp.2177-2193.
2. *Faulkner D.R.* Comparisons of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under high pressure. *J. Geoph. Res.*, 2000, v.105, No.B7, pp. 16415-16426.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ И СТАТИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ

В.А. Пьянков, Н.В. Федорова

Институт геофизики УрО РАН, г.Екатеринбург

А.В. Цирульский предложил для приближенного решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии использовать при автоматизированном подборе аномалий такие аппроксимирующие функции, для которых теоретическая обратная задача разрешима в конечном виде. При таком подходе интерпретация

разбивается на два этапа: на первом этапе аномальные поля аппроксимируются полями сингулярных источников модельного класса; на втором этапе по заданному в явном виде потенциалу строится семейство эквивалентных решений. Основное преимущество такого подхода по сравнению с известными методами подбора состоит в том, что в условиях недостатка априорной информации он является более гибким и дает возможность с учетом эквивалентности обратной задачи анализировать различные варианты строения среды. На этапе аппроксимации сингулярными источниками происходит разделение полей от различных источников. Следует заметить, что использование модельных сингулярных источников (материальных пластин) делает метод универсальным, поскольку на первом этапе аппроксимации аномалий не нужно задавать тип источника (граница раздела или изолированное тело). На этапе подбора не требуется задавать физические свойства источника (индуктивная или остаточная природа намагниченности) [1].

Известно, что обратная задача магнитометрии для однородных односвязных областей однопараметрически неоднозначна по параметру I (определяется магнитная масса M_k). То есть существуют целые однопараметрические семейства эквивалентных областей. Показано, что для обратных задач структурной магнитометрии имеет место трехпараметрическая неоднозначность по параметрам: $|I|$, φ , h – (I – скачок интенсивности намагниченности, φ – направление намагниченности, h – положение асимптоты). Таким образом, для выбора вариантов строения среды необходимо получение единственного решения обратной задачи.

В связи с возникновением в последние десятилетия высокоточной и стабильной аппаратуры нового класса – квантовых магнитометров появилась возможность получения дополнительной информации, необходимой для определения единственного решения обратной задачи магнитометрии. Так, например, комплексная интерпретация временного аналога профильной магнитовариационной кривой, полученной во вращающемся поле S_q – вариаций, и аномальной магнитной кривой позволила получить единственное решение обратной задачи [2].

В настоящей работе для комплексной интерпретации аномальных вековых вариаций и статического магнитного поля используются данные повторных высокоточных наблюдений на Башкирском полигоне, включающие в себя до десяти циклов измерений за период в несколько лет. По результатам съемки получены изменения разностей $\delta\Delta T$ между пунктами векового хода и магнитовариационной станцией Нугуш.[3]. Нами в качестве примера рассматриваются данные аномальных вековых вариаций $\delta\Delta T$ по субмеридиональному профилю Кага – Старосубхангулово. Анализ нормального векового хода на исследуемой территории показал, что линия интерпретируемого профиля по направлению практически совпадает с направлением изопоры векового хода, а значение относительного нормального векового хода близко к нулю. С целью изучения динамики аномального векового хода и разделения полей от различных источников нами проведен

факторный анализ временных рядов $T(t)$. В результате анализа получены две факторные кривые по своей морфологии напоминающие магнитное поле от объекта с современной намагниченностью и более глубинного объекта, намагниченного против поля, соответственно. Следует учесть, что в отличие от метода аппроксимации сингулярными источниками нет необходимости фиксировать направление намагничения как для источника положительного, так и отрицательного поля (рис.1).

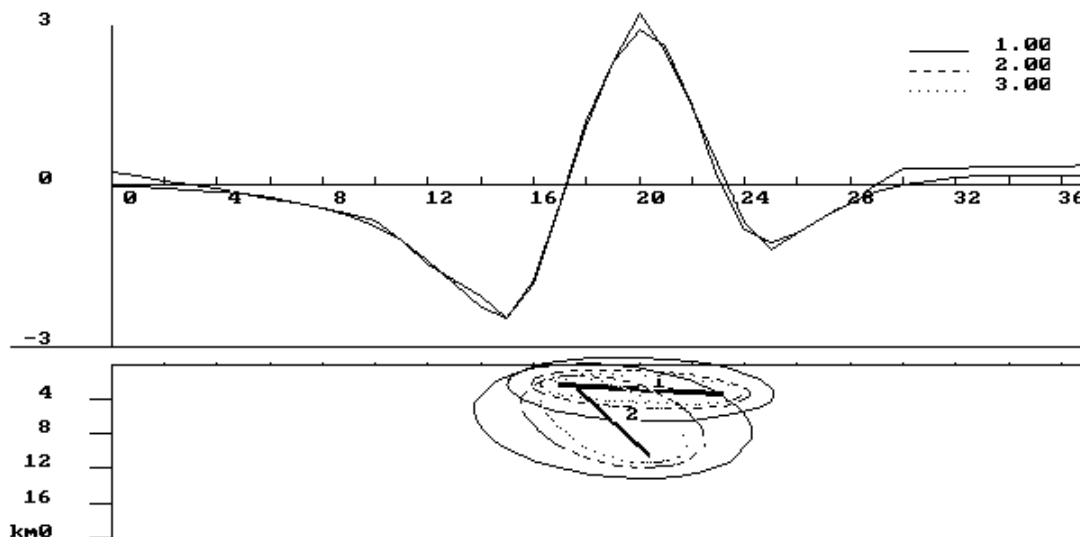


Рис.1. Интерпретация статического магнитного поля ΔT

Известно, что при интерпретации статического магнитного поля в случае получения обратной намагниченности, как правило, на втором этапе по заданному в явном виде потенциалу строят семейство границ раздела. Т.е. приходится иметь дело с трехпараметрической неоднозначностью. При интерпретации статического магнитного поля на профиле Кага-Старосубхангулово получено разделение полей так же от двух источников с противоположной намагниченностью (рис2).

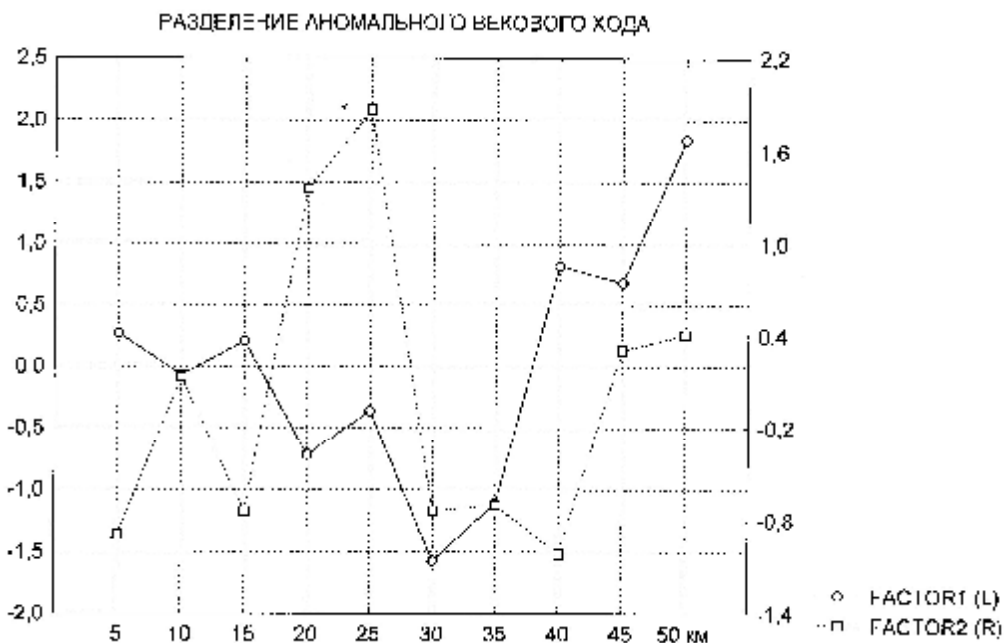


Рис.2. Разделение аномального векового хода на составляющие от источников

Таким образом, не задавая ни параметров, ни типа источников в случае факторного анализа удалось получить результат аналогичный тому, что получен при автоматизированном подборе. Более того, в результате анализа факторных нагрузок удалось показать, что в случае положительного источника аномального векового хода геомагнитного поля T его магнитная масса M растет со временем, а магнитная масс M отрицательного источника уменьшается. Таким образом, изучаемый региональный объект действительно намагничен против современного поля, что не является неким исключением для складчатого Урала. Следовательно, комплексирование аномальных вековых вариаций и статического поля при интерпретации магнитных аномалий позволило избавиться от необходимости проводить интерпретацию в рамках трехпараметрической неоднозначности.

Литература

1. Федорова Н.В., Цирульский А.В. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде// Изв.АН СССР, Физика Земли. 1976. №10. С.61-72.
2. Мартышко П.С., Пьянков В.А. О единственности решения обратной задачи теории потенциала в методе подмагничивания вращающимся полем S_q – вариаций// Вопросы теории и результаты применения методов интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО РАН СССР, 1989, с.13-17.
3. Шапиро В.А., Пьянков В.А. Токовая аномалия векового хода магнитного поля T в Башкирии// Геомагнетизм и аэрономия. 1976. №5. С.943-946.

ПРОЯВЛЕНИЕ КОНТРАСТНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ЗАПАДА США В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ (ПРОФИЛЬ «КОЛОРАДО»)

Т.В. Романюк

ИФЗ РАН, Москва

Выполнено рекогносцировочное плотностное моделирование литосферы вдоль профиля «Колорадо», секущего западную окраину Северной Америки.

Моделируемый профиль «Колорадо» длиной более 2000 км (Рис. 1) пересекает контрастные морфоструктуры переходной зоны океан-континент на юго-западной окраине Северной Америки. Начало его расположено в абиссальной котловине Тихого океана с глубиной ~4 км, далее профиль пересекает континентальный шельф с морскими осадочными бассейнами. На суше профиль пересекает разнообразные тектонические провиции и блоки: прибрежный аллохтонный блок Салинас, Великую Долину, горы Сьерра-

Невада, провинцию Бассейнов и Хребтов, Плато Колорадо, Скалистые горы и Великие равнины. Гравитационное поле региона (аномалии Фая над океаном и аномалии Буге над континентом) характеризуется близнулевыми отрицательными значениями аномалий Фая над абиссальной океанической котловиной, далее в сторону континента уменьшением поля до величин -350 мГал над Скалистыми горами, и выходом на близнулевые значения в глубинных частях континента (Великие Равнины). Гравитационная аномалия, пересекаемая профилем, носит планетарный характер, этому региону соответствуют пониженные значения аномалий геоида (около -30 м).

Геолого-сейсмическая структура коры вдоль профиля (Рис.2), являющаяся основой для плотностной модели, скомпилирована по работам [1-11]. Структура континентальной литосферы представлена контрастными структурами. Шельфовые и береговые блоки утоненной коры сменяются глубоким осадочным бассейном Великой Долины с мощностью осадков, достигающей 5-6 км в осевой части, и залегающих на породах с мантийными характеристиками. Под батолитом Сьерры Невады мощность коры увеличивается до 45-50 км и резко уменьшается под Провинцией Бассейнов и Хребтов до 30 км. Здесь фиксируются наклонные сквозькоровые детачменты и сильно тектонизированная (повернутые блоки) верхняя кора (структуры растяжения коры). В соседней провинции Плато Колорадо, напротив, наблюдается хорошо выдержанная горизонтальная слоистая структура в утолщенной до 40-45 км коре. Коровая структура правой части профиля (Скалистые горы и Великие Равнины) гораздо менее изучена сейсмическими исследованиями, чем левая часть. Блоковая структура коры здесь в значительной степени условна.

Конечная цель плотностного моделирования вдоль профиля «Колорадо» – построить сквозную единую детальную модель литосферы переходной зоны океан-континент, с плотностями, увязанными со всей совокупностью имеющихся геолого-геофизических данных. Главной задачей первого этапа было проведение пробных рекогносцирующих расчетов с целью выявления возможности разделения мантийных и коровых составляющих в наблюдаемом гравитационном поле.

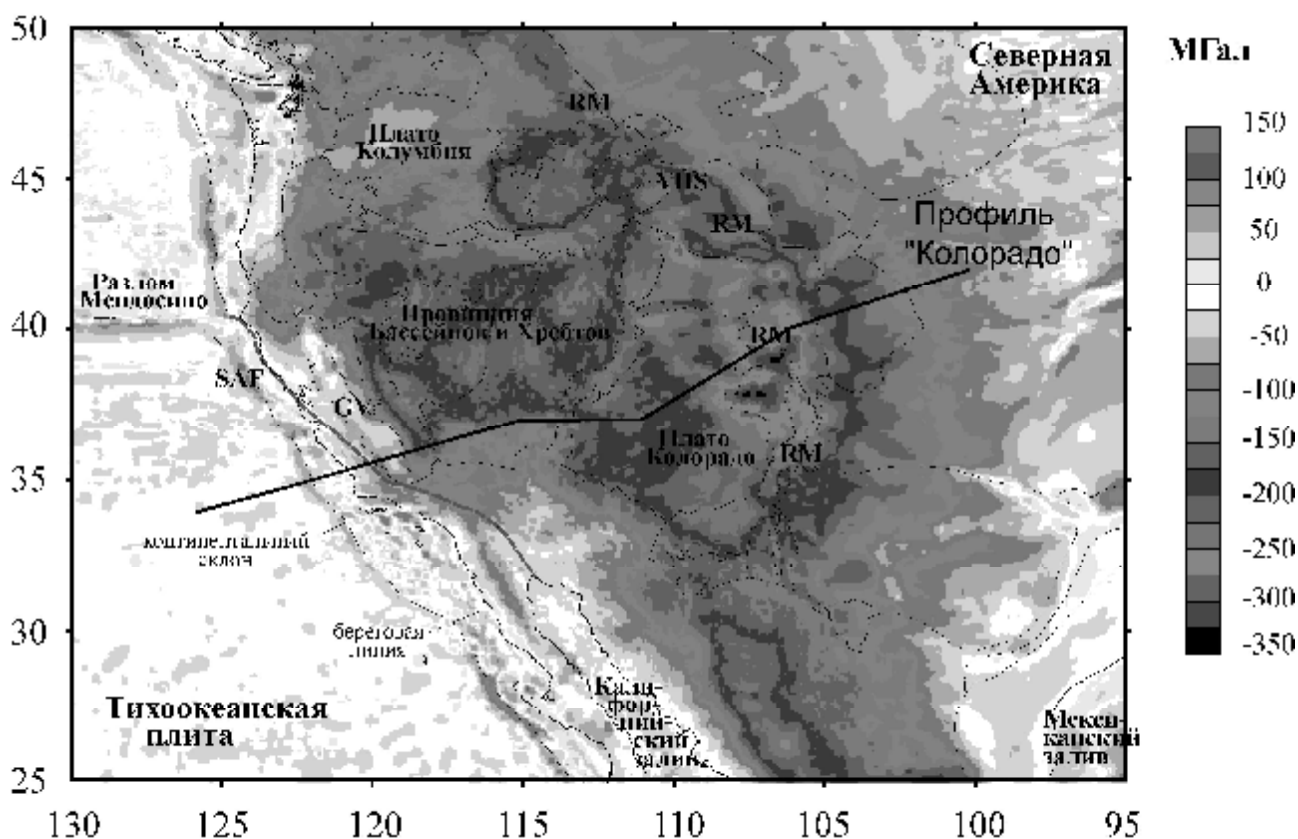


Рис. 1. Гравитационное поле (аномалии Фая над океаном, аномалии Буге над континентом) над западной окраиной Северо-Американского континента и положение моделируемого профиля «Колорадо». Тонкие черные линии соответствуют границам между главными тектоническими провинциями. SAF - разлом Сан-Андреас, RM - Скалистые горы, GV - Большая Долина, YNS -Йеллустонская горячая точка.

Модель по профилю «Колорадо» составлялась из трех частей: (1) бесконечная влево горизонтально-слоистая «нормальная океаническая модель» (крайняя левая колонка на Рис.2), (2) модель переходной зоны (центральная содержательная часть модели) и (3) бесконечная вправо горизонтально-слоистая «нормальная модель континента» (крайняя правая колонка на Рис.2). Для контроля «нормальных» моделей задавались асимптотические значения поля далеко за пределами содержательной части профиля (асимптотические значения гравитационного поля для континентального конца профиля показаны справа на Рис.2). Моделирование осуществлялось в абсолютных плотностях. Для плотностного моделирования использовался алгоритм и программы, детально изложенные в [12], которые реализуют решение линейной обратной задачи гравиметрии с постоянными ограничениями на переменные и дополнительным условием близости к изостатическому равновесию нормальных океанической и континентальной колонок; распределение плотностей в переходной зоне контролировалось только гравитационным полем. Были рассчитаны две модели (Рис.2). Во всех моделях плотности воды (1.03 г/см) и океанической коры (плотности 2.96-3.0 г/см) фиксировались.



Рис.2. Блоковая структура коры вдоль профиля «Колорадо» (положение профиля см. Рис.1) и результаты плотностного моделирования. SAF - разлом Сан-Андреас.Серой заливкой в коре показаны: слева от разлома Сан Андреас – современная океаническая кора, справа от разлома Сан Андреас – реликты аккрецированных к окраине Северной Америки офиолитовых комплексов. Черной заливкой показаны осадочные бассейны, активизировавшиеся в кайнозойское время. Цифры в мантийных блоках – плотности для Модели 2.

Модель 1. В этой модели плотности во всей консолидированной континентальной коре и мантии были зафиксированы (2.85 и 3.3 г/см), допускались лишь небольшие вариации плотностей в осадках в пределах 2.0-2.4 г/см. Таким образом, эта модель показывает, какая часть гравитационного поля может быть объяснена за счет гравитационного эффекта осадочных бассейнов и вариации глубины границы М при постоянном скачке плотности на ней 0.45 г/см. Нарастивание мощности коры от 6 км в океане до почти 50 км в глубине континента создает отрицательный тренд в гравитационном поле, достигающий 500 мГал. Очевидно, что плотностные неоднородности внутри коры не могут скомпенсировать столь большие величины, что доказывает существование плотностных неоднородностей в мантии.

Модель 2. В этой модели плотности в коре остались закрепленными, но в блоках мантии могли меняться в пределах (3.15-3.50 г/см). Таким образом, модель оценивает величины плотностных аномалий в мантийном слое (переменной толщины, располагающемся непосредственно под границей М до глубины 100 км), необходимых для компенсации вариаций наблюдаемой мощности коры. В рамках этой модели удалось добиться хорошего согласования между модельной и наблюденной гравитационными кривыми. Распределение плотностей в мантийных блоках наряду с хаотическими вариациями плотностей в отдельных (чаще всего узких) блоках, которым трудно дать содержательную интерпретацию и которые являются следствием неустойчивости решения, показывает тенденцию к увеличению плотности вглубь континента, что согласуется с данными о сейсмических скоростях в литосферной мантии.

Работа частично поддержана грантом РФФИ № 04-05-65092.

Литература

1. *Camilleri P.A., Chamberlain K.R.* 1997. Mesozoic tectonics and metamorphism in the Pequop Mountains and Wood Hills region, northeast Nevada: Implications for the architecture and evolution of the Sevier Orogen // *GSA Bull.* V.100. N.1. P.74-94.
2. *Constenius K.N., Johnson R.A., Dickinson W.R., Williams T.A.* 2000. Tectonic evolution of the Jurassic-Cretaceous Great Valley forearc, California: Implications for the Franciscan thrust-wedge hypothesis // *Geol. Soc. Amer. Bull.* V.112. N.11. P.1703-1723.
3. *Dumitru T.A., Duddy I.R., Green P.F.* 1994. Mesozoic-Cenozoic burial, uplift, and erosion history of the west-central Colorado Plateau // *Geology.* V.22. P.499-502.
4. *Godfrey N.J., Beaudoin B.C., Klemperer S.L., Mendocino Working Group.* 1997. Ophiolitic basement to the Great Valley forearc basin, California, from seismic and gravity data: Implications for crustal growth at the North American margin // *Geol. Soc. Amer. Bull.* V.108. N.12. P.1536-1562.
5. *Godfrey N.J., Klemperer S.L.* 1998. Ophiolitic basement to a forearc basin and implications for continental growth: The Coast Range/Great Valley ophiolite, California // *Tectonics.* V.17. N.4. P.558-570.
6. *Keller G.R., Cather S.M., eds.* 1994. Basins of the Rio Grande Rift: Structure, Stratigraphy, and Tectonic Setting // Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 291. P.235.
7. *Lastowka L.A., Sheehan A.F., Schneider J.M.* 2001. Seismic Evidence for Partial Lithospheric Delamination Model of Colorado Plateau Uplift // *Geophys. Res. Lett.* V.28. N.7. P.1319-1322.
8. *McQuarrie N., Chase C.G.* 2000. Raising the Colorado Plateau // *Geology.* V.28. N.1. P.91-94.
9. *Park S.K., Wernicke B.* 2003. Electrical conductivity images of Quaternary faults and Tertiary detachment in the California Basin and Range. *Tectonics.* V.22. N4. 1030, doi:10.1029/2001TC001324, 2003
10. *Unsworth M., Egbert G., Booker J.* 1999. High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas fault in Central California // *J. Geophys. Res.* V.104. P.1131-1150.
11. *Zand G., Myers S.C., Wallace T.C.,* 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range – Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism // *J. Geophys. Res.* V.100. P.10529-10548.
12. *Романюк Т.В., Муни В.Д., Детвейлер Ш.,* 2003, Модели распределения плотности литосферы вкост разлома Сан Андреас, Южная Калифорния // *Физика Земли,* N 5, С. 18-46.

ЗОНДИРОВАНИЕ СТАНОВЛЕНИЕМ ПОЛЯ С ФОКУСИРОВКОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА ДЛЯ ИСКЛЮЧЕНИЯ ПЛЕЧЕВОГО ЭФФЕКТА ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Н.И. Рыхлинский

Институт инновационных методов геофизики, РАН

Несмотря на прогресс в геолого-геофизических работах, предваряющих поисковое и разведочное бурение на нефть и газ, процентное отношение числа продуктивных скважин к их общему числу из года в год остаётся низким. Среднее значение “коэффициента удачи” при таком бурении составляет около 30 % [2],[3].

Поэтому получение прямой независимой геофизической информации, которая могла бы увеличить коэффициент успешности поисково-разведочного бурения на нефть и газ, является актуальной проблемой большой экономической важности.

Важная информация о геологическом объекте может быть получена путём электромагнитного зондирования с использованием контролируемых искусственных источников поля с фокусировкой электрического тока в месте приёма сигнала.

Возбуждаемое электромагнитное поле в земных породах реагирует не только на пространственное распределение электропроводности, но и, что особенно важно для нефтегазового поиска, на распределение вызванной поляризации. Чтобы получить информацию о наличии или отсутствии углеводородов в изучаемом объекте, необходимо, прежде всего, максимально ослабить влияние на результаты измерений всех геологических объектов, в которых развивается электрическое поле источника тока вне окрестности точки зондирования, т.е. исключить плечевой эффект.

В разработанной новой технологии электрзондирования указанные проблемы решаются. В основу технологии положен ряд Патентов РФ на изобретения, в том числе [5–8]. Изобретения предназначены для прямых поисков и оконтуривания нефтегазовых залежей.

Методы относятся к геоэлектроразведке с использованием контролируемых искусственных источников электромагнитного поля с фокусировкой электрического тока в месте приёма сигнала. Они предназначены для поисков и оконтуривания нефтегазовых залежей на основе отдельного определения и картирования свойственных каждому из элементов (горизонтов) толщи осадочных отложений горных пород следующих трех, необходимых для решения поставленной задачи, электрофизических параметров: удельной электропроводности σ , вызванной поляризации (ВП) η и постоянной времени спада разности потенциалов ВП τ .

В традиционной геоэлектроразведке с контролируемым искусственным источником тока получают лишь суммарные сведения о всех элементах строения исследуемой среды, в которой развивается поле, так как в ней

распределение в пространстве тока возбуждения источника ничем не контролируется, и информации об указанном распределении в реально существующих трехмерно-неоднородных средах нет.

В приведенном здесь в качестве примера из ряда защищенных патентами методов зондирования с фокусировкой электрического тока решается задача обнаружения и оконтуривания нефтегазовых залежей. Технический результат заключается в обеспечении возможности разделения параметров σ и η , а также возможности определения τ – важного третьего наряду с двумя первыми параметра.

Указанный технический результат достигается тем, что по оси профиля зондирования возбуждают поочередно двумя дипольными электрическими источниками электромагнитное поле в толще исследуемой среды, а в каждой паузе между импульсами тока на всем протяжении времени существования этой паузы в дискретных точках с постоянным интервалом времени измеряют последовательность мгновенных значений первых и вторых осевых и ортогональных разностей электрических потенциалов.

Из значений измеренных разностей электрических потенциалов рассчитывают три множества независимых от силы тока дипольных источников нормированных электрических параметров:

$$\frac{\Delta^2 U_x(t_i)_1 + \kappa(t_i) \cdot \Delta^2 U_x(t_i)_2}{\Delta U_x(t_i)_1}, \quad \frac{\Delta^2 U_y(t_i)_1 + \kappa(t_i) \cdot \Delta^2 U_y(t_i)_2}{\Delta U_x(t_i)_1},$$

$$\frac{\Delta^2 U_x(t_i, \Delta t)_1 + \kappa(t_i) \cdot \Delta^2 U_x(t_i, \Delta t)_2}{\Delta U_x(t_i)_1}, \quad (1)$$

где $\kappa(t_i)$ - коэффициент фокусировки, полученный из уравнения

$$\Delta U_x(t_i)_1 + \kappa(t_i) \cdot \Delta U_x(t_i)_2 = 0; \quad (2)$$

вытекающего из условия равенства нулю результирующей осевой разности потенциалов электрического поля вдоль оси профиля в пределах зоны измерительных заземлений зондирующей установки в каждой точке измерения t_i на всём протяжении времени переходного процесса;

$\Delta U_x(t_i)_1$, $\Delta U_x(t_i)_2$, $\Delta^2 U_x(t_i)_1$, $\Delta^2 U_x(t_i)_2$, $\Delta^2 U_y(t_i)_1$, $\Delta^2 U_y(t_i)_2$ – мгновенные значения первых и вторых осевых и ортогональных разностей электрических потенциалов, измеренные в паузах тока на всем протяжении существования каждой из этих пауз от её начала до конца через равные интервалы времени Δt при подаче токов, соответственно, в первый и второй дипольные электрические источники;

$\Delta^2 U_x(t_i, \Delta t)_1$, $\Delta^2 U_x(t_i, \Delta t)_2$ - разности между разделенными интервалом времени Δt двумя ближайшими мгновенными значениями вторых осевых разностей электрических потенциалов.

Используя значения нормированных параметров (1) и дифференциальное уравнение для напряженности электрического поля дипольного источника в электрохимически поляризуемой проводящей среде

$$\nabla^2 \dot{E}(i\omega) = i\omega\mu \cdot \sigma(i\omega\sigma_0\eta\tau) \cdot \dot{E}(i\omega), \quad (3)$$

решают математическую обратную задачу, определяют присущие каждому элементу среды три электрофизических параметра: σ_0 , η , τ и строят три временных разреза по этим параметрам.

При этом отметим, что в реальности геологическая среда всегда трехмерно–неоднородна. Однако уравнение (3) решено только для одномерных осесимметричных сред, в том числе для одномерной горизонтально–слоистой среды с неограниченными границами раздела.

Поэтому использование решения уравнения (3) в обратных задачах геоэлектроразведки для поисков и оконтуривания нефтегазовых залежей допустимо лишь в том случае, когда при полевых измерениях осуществляется фокусировка электрического тока источника электромагнитного поля, так как в этом случае при равенстве нулю разности электрических потенциалов в зоне точки зондирования N форма распространения поля двух расположенных по обе стороны на равном расстоянии от этой точки источников B_1A_1 и A_2B_2 практически всегда одинаковая как в трехмерно–неоднородной среде, так и в одномерной – с плоскопараллельными субгоризонтальными границами раздела.

В одномерной горизонтально–слоистой среде

$$\Delta U_x(I_{B_1A_1}) + \Delta U_x(I_{A_2B_2}) = 0, \quad (4)$$

где $\Delta U_x(I_{B_1A_1})$ – разность потенциалов в окрестности точки зондирования N от действия электрического тока $I_{B_1A_1}$ расположенного слева от этой точки диполя B_1A_1 при выключенном диполе A_2B_2 ;

$\Delta U_x(I_{A_2B_2})$ – разность потенциалов в окрестности точки зондирования N от действия электрического тока $I_{A_2B_2}$ расположенного справа от этой точки диполя A_2B_2 при выключенном диполе B_1A_1 .

Из формулы (4) вытекает, что, согласно закону Ома, суммарная от поочередного поэлементного включения обоих токовых диполей B_1A_1 и A_2B_2 осевая составляющая плотности тока j_x под указанной точкой N, согласно принципу суперпозиции, равна нулю.

Таким образом, под точкой зондирования происходит фокусировка тока, приводящая к исключению там осевой составляющей плотности тока j_x .

Однако, в реальности геологическая среда всегда трехмерно–неоднородна и даже при равенстве токов $I_{B_1A_1}$ и $I_{A_2B_2}$ обоих токовых диполей и равенстве их расстояний до точки N условие (4) не выполняется. А именно, в трехмерно–неоднородных средах $\Delta U_x(I_{B_1A_1})$ и $\Delta U_x(I_{A_2B_2})$ по своим модулям отличаются в k раз.

Для выполнения условия фокусировки тока в трехмерно– неоднородной среде с целью исключения осевой составляющей плотности тока j_x под точкой измерения выражение (4) должно принять вид [1],[4].

$$\Delta U_x(I_{B_1A_1}) + k \cdot \Delta U_x(I_{A_2B_2}) = 0. \quad (5)$$

Исключение осевой составляющей плотности j_x под точкой N в предложенном зондировании описывается соответствующими формулами измеряемых электрических параметров (1).

Формулы (1) независимо от расположения токовых диполей на профиле и величины токов $I_{B_1A_1}$ и $I_{A_2B_2}$ этих диполей в любой трехмерно–неоднородной среде в каждой точке пространства в направлении вертикальной координаты z под точкой N в плоскости, перпендикулярной к оси профиля на всем протяжении времени переходных процессов t_i обеспечивает равенство нулю зависящей от времени t осевой составляющей плотности тока $j_x(t)$. Это происходит всегда независимо от того, меняется коэффициент фокусировки k в процессе времени переходных процессов t или нет.

Благодаря этому при решении обратной задачи исключается плечевой эффект, т.е. электрическое поле в трехмерно–неоднородной среде под точкой N, описанное формулой (1), всегда практически совпадает с полем в одномерной горизонтально–слоистой среде с неограниченными границами раздела.

Это позволяет относительно устойчиво решать обратную задачу в точке зондирования N для трехмерно–неоднородной среды используя известное аналитическое решение для одномерной среды с горизонтально–слоистыми границами раздела.

Казалось бы, можно подобрать значения характеристик расчетного поля некоторой одномерно–слоистой с субгоризонтальными границами раздела модели среды так, чтобы они совпадали с измеренными значениями характеристик исследуемой, на практике всегда трёхмерно–неоднородной, модели среды. Но без исключения плечевого эффекта это будут разные модели. И поэтому решение обратной задачи без фокусировки тока в месте приёма сигнала будет неустойчиво и некорректно.

Для предложенного метода задача обнаружения нефтегазовых залежей в исследуемой толще горных пород как математическая обратная задача решается, в частности, одним из методов её решения–методом подбора [9] по трем независимым друг от друга параметрам среды: σ_0 , η и τ согласно уравнения (3) в функции времени, т.е. в функции глубины проникновения электромагнитного поля, зависящей от времени.

Метод реализован в виде комплекса питающей, измерительной и обрабатывающей аппаратуры.

Как уже отмечалось выше, исследованиями этим методом на нефтегазовых месторождениях установлено, что в присутствии нефтяной или газовой залежи независимо от типа ловушки и ее геометрической формы все три параметра

σ_0 , η и τ в пределах контура залежи приобретают вид, отображающий аномалию в глубине разреза там, где находится эта залежь.

Литература

1. *Кашик А.С., Рыхлинский Н.И.* и др. Способ каротажа обсаженных скважин. Патент РФ № 2176802. Бюл. № 34. 2001.
2. *Козлов Е.А., Габриэлянц Г.А.* Оптимизация стадийности геологоразведочных работ на нефть и газ. "Прикладная геофизика", 1984г., вып.110, с.2–20.
3. *Крылов Н.*, "Нефть России", 1999г., издание "ЛУКОЙЛ", "Нефть России", 1999г.
4. *Рыхлинский Н.И.* Способ дивергентного каротажа. А. с. СССР № 333514. Бюл. № 11. 1972.
5. *Рыхлинский Н.И.*, и др. Способ геоэлектроразведки. Патент РФ № 2219568. Бюл. № 35. 2003.
6. *Рыхлинский Н.И.* и др. Способ геоэлектроразведки (варианты). Патент РФ № 2231089. Бюл. № 17. 2004.
7. *Рыхлинский Н.И.* и др. Способ геоэлектроразведки (варианты). Патент РФ № 2235347. Бюл. № 24. 2004.
8. *Рыхлинский Н.И.* и др. Способ морской геоэлектроразведки (варианты). Патент РФ № 2236028. Бюл. № 25. 2004.
9. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М. Наука, 1979, с. 37–43.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АЗОВСКО- ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.И. Самсонов¹, С.П. Левашов^{1,2}, Н.А. Якимчук^{1,2}, И.Н. Корчагин³

¹*Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина;*

²*Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев;*

³*Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина*

Экспресс-технология "прямых" поисков и разведки залежей углеводородов (УВ) геоэлектрическими методами, разработанная Институтом прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии (ИППЭГГ), Центром менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАН Украины (ЦММ ИГН НАНУ), и НПП «Геопром» (Украина, г. Киев), включает метод становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП), флюксометрическую съемку, метод вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [1-3]. Совместное использование этих методов в рамках технологии предоставляет возможность обнаруживать и оконтуривать по площади аномалии типа "залежь" (АТЗ), оценивать суммарную мощность аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефтяной пласт», «газовый пласт», «водоносный пласт» и т.д. и определять глубину их залегания. Возможность проведения площадных съемок с движущегося автомобиля позволяет обследовать значительные по размерам территории в короткие сроки.

Технология прошла широкую апробацию на месторождениях УВ и перспективных площадях на территориях Украины, Казахстана, Болгарии и России. При этом геоэлектрические исследования с использованием технологии проводились на 40 месторождениях нефти и газа. Аномалии типа «залежь» зафиксированы съемкой СКИП на всех (!) месторождениях. В разрезах месторождений зондированием ВЭРЗ выделены АПП типа «нефтегазовый пласт». Аномалии типа «залежь» закартированы также методом СКИП в пределах 50 из 62 перспективных структур. Такие результаты практического применения технологии дают основания утверждать, что при достаточной плотности площадной съемки СКИП на участках исследований существующие там скопления УВ в ловушках структурного и неструктурного типа будут обнаружены и закартированы. Глубины залегания и мощности нефтегазоносных пластов могут быть определены зондированием ВЭРЗ.

На протяжении 2001-2005 г.г. экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ достаточно широко применялась для рекогносцировочного обследования перспективных участков и площадей в некоторых районах Азовско-Черноморского региона. Результаты выполненных исследований следующие.

Одесская область. Участок исследований площадью порядка 3600 кв. км примыкает с запада и севера непосредственно к границе Украины с Молдовой, с востока ограничен Днестровским лиманом и берегом Черного моря, а с юга – условной линией на широте с. Вольное – г. Арциз – с. Николаевка. В качестве эталонного использовался район Восточно-Саратского нефтяного месторождения, над которым закартирована аномалия типа «залежь» с размерами 2.5 x 1.5 км. На исследуемой территории закартировано ряд аномалий АТЗ, при интерпретации которых были выделены пять перспективных на УВ участков. В районе с. Старая Царичанка – с. Кривая Балка зафиксирована максимальная по интенсивности и размерам (3.0 x 2.0 км) геоэлектрическая аномалия, в пределах которой в интервале глубин 1200-3000 м залегают АПП типа «нефтегазовый пласт». Ориентировочно, размер выявленной перспективной площади составляет 30 км².

Достаточно интенсивная аномалия типа «залежь» размерами 4.0 x 3.5 км закартирована также в районе населенного пункта Маяки.

Геологические критерии перспективности района: а) мощная толща (до 8 км) осадков; б) сочетание в разрезе пород различного литологического состава - продуцирующих, аккумулирующих и экранирующих; в) установленные факты нефтеносности верхне- и среднедевонских отложений; г) прямые признаки газоносности вулканогенно-осадочных образований пермо-триаса и нефтеносности силурийских карбонатных отложений; д) широкое распространение в осадочной толще локальных структур и ловушек нефти и газа зонального типа; е) присутствие биогермов в разрезах юры и силура; з) наличие геоэлектрических аномалий типа «залежь».

Таврийская площадь на территории Херсонской области с юга примыкает к Каркинитскому заливу Чёрного моря, а с севера ограничивается условной линией г. Николаев – г. Каховка. В 2002 г. изучение геоэлектрическими

методами ряда перспективных структур площади, выделенных по сейсмическим и другим геофизическим данным, не дало положительных результатов. Тем не менее, здесь обнаружена и закартирована Тарасовская аномалия типа «залежь» площадью порядка 12 км². В восточной части аномалии выполнено электрорезонансное зондирование до глубины 1700 м, в результате которого в разрезе выделено ряд АПП типа «нефтегазовый пласт». Наиболее представительные АПП фиксируются здесь в следующих интервалах глубин: 750–820 м; 900–1000 м; 1200–1250 м; 1500–1600 м. Этим интервалам разреза в пробуренных на соседних площадях скважинах соответствуют пласты-коллектора, которые при испытаниях дали воду.

Геологические критерии перспективности площади: а) толща осадков (до 3,5 км); б) региональное выклинивание в условиях обширной моноклинали перспективных пластов-коллекторов; в) факты промышленной нефтегазоносности в отложениях майкопа, палеоцена, верхнего и нижнего мела на близ расположенных площадях; г) благоприятные условия миграции УВ из Каркинитско-Северокрымского прогиба в северную бортовую зону.

Придунайская площадь (Одесская область). Район работ расположен на левом берегу р. Дунай (Ренийский и Измаилский районы). В районе работ по данным геоэлектрической съемки методом СКИП выявлены Нагорненская (5.0 x 1.0 км), Котловинская (11.0 x 2.0 км), Плавненская (5.0 x 1.1 км) и Орловская (9.0 x 2.0 км) геоэлектрические аномалии типа «нефтегазовая залежь», которые рассматриваются как перспективные в нефтегазоносном отношении. Зондированием ВЭРЗ в геологическом разрезе, на ряде станций выделены АПП, которые связываются с содержащими УВ толщами и горизонтами. Придунайскую площадь следует рассматривать как перспективную для поисков промышленных залежей нефти и газа в отложениях неогена, юры и триаса.

Керлеутская площадь (Керченский п-ов). Геоэлектрические исследования в пределах площади выполнены на трех участках – первый и второй

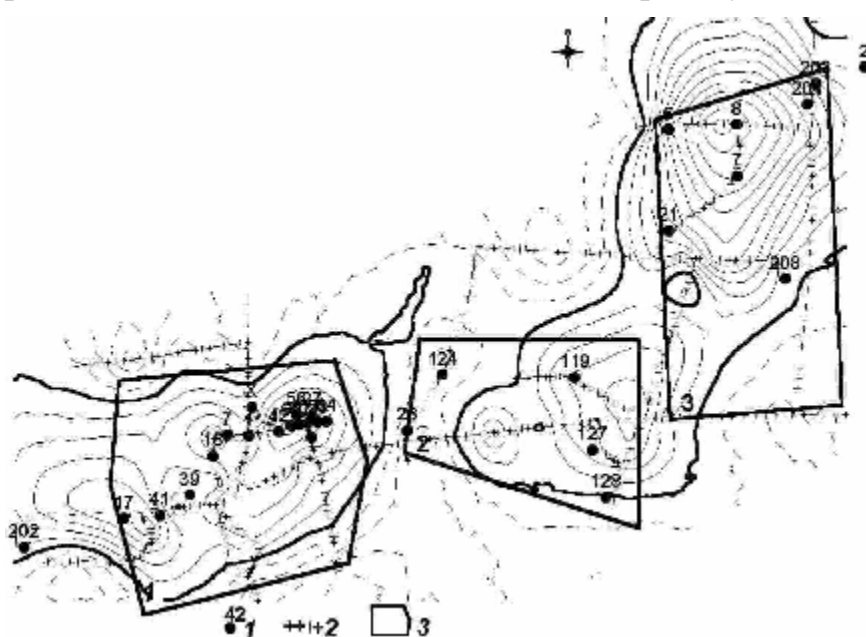


Рис. 1. Карта геоэлектрических аномалий типа "нефтяная залежь" на Мошкарёвском нефтяном месторождении Керлеутской площади. 1 – скважины проведения зондирований;

2 – точки съемки методом СКИП; 3 – контуры лицензионных

расположены в пределах Мошкарёвского нефтяного месторождения, третий – на Куйбышевской площади. Площадной съемкой методом СКИП в автомобильной модификации на Мошкарёвском и Куйбышевском участках Керлеутской площади выделены и

оконалированы аномалии типа «нефтяная залежь» (рис. 1). Зондирование методом ВЭРЗ проводилось над устьями скважин №№ 17, 41, 39, 18, 7, 1, 42, 63, 64, 27, 23 (участок № 1), №№ 119, 127, 128, 28 (участок № 2) и №№ 21, 8, 7, 204, 203, 208, 6, 2 (участок № 3, Куйбышевский). Для каждого участка выделены наиболее перспективные скважины для проведения работ по их восстановлению: №№ 1, 7, 18, 63 (участок № 1); №№ 119, 127, 128, (участок № 2); №№ 204, 21, 203, 7 (участок № 3)

Войковская и Борзовская нефтегазоперспективные площади (Керченский п-ов). По данным геоэлектрической съемки СКИП на Войковской и Борзовской площадях выделены и оконалированы аномалии типа «нефтяная залежь». Измерения на Борзовской площади показали, что закартированная аномальная зона продолжается в Азовское море. Зондирование ВЭРЗ в районе скважин позволило выделить интервалы глубин наиболее вероятного расположения АПП типа «нефтяной пласт». По результатам зондирования построены вертикальные геоэлектрические разрезы через аномальные зоны нефтяных месторождений. Для каждого участка выделены наиболее перспективные скважины, для проведения работ по добыче нефти.

Отдельный геоэлектрический профиль отработан также по дороге от Куйбышевского месторождения до мыса Чауда (Дюрменская площадь). Зафиксированные вдоль этого профиля аномальные зоны типа «залежь» совпали при сопоставлении с Ульяновской, Северо-Белобродской и Гавриленковской структурами, выделенными по сейсмическим данным.

Владиславовское месторождение (Керченский п-ов). Основная задача исследований заключалась в изучении участка заложения проектной скважины № 2–Ачинская. На момент проведения геоэлектрических исследований произведены подготовительные работы под бурение. В результате съемки на

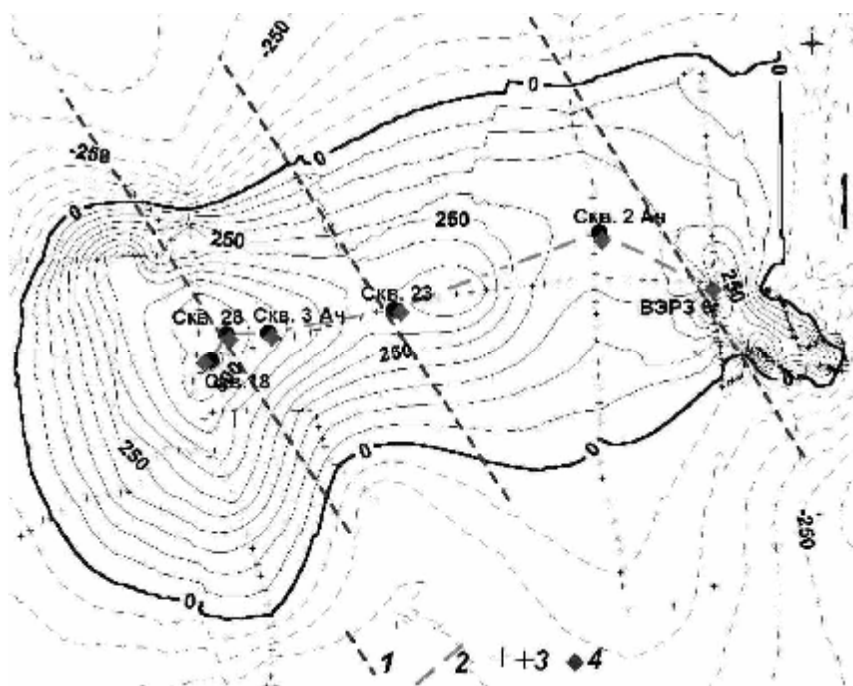


Рис. 2. Карта геоэлектрических аномалий типа "нефтяная залежь" на Владиславовской площади (по данным метода СКИП). 1 – зоны тектонических нарушений; 2 – профиль ВЭРЗ; 3 – точки съёмки СКИП; 4 – пункты зондирования ВЭРЗ

нефтяном месторождении закартирована вытянутая в северо-восточном направлении аномальная зона типа «залежь» с размерами 4.0 x 1.8 км (рис. 2).

Максимальные значения аномалии находятся в пределах скважин № 3-Ач - № 18, в сторону проектной скважины № 2-Ач интенсивность аномальной зоны уменьшается. По

данным зондирования в районе скважины количество АПП уменьшается, хотя в интервале 478.5–490.5 выделен один пласт АПП мощностью 12 м. Ниже глубины 660.0 м АПП типа «нефтяной пласт» не обнаружены, бурение более глубокой скважины в этом месте нецелесообразно.

В 2004 г. в причерноморском регионе две крупные по размерам и интенсивности (превышающие размеры и интенсивность АТЗ над месторождением Тенгиз в Казахстане) аномальные зоны типа «залежь» закартированы технологией СКИП-ВЭРЗ за пределами Украины.

Исследования в районе грязевого вулкана Джау-Тепе (Керченский п-ов). Геоэлектрические исследования позволили установить, что грязевой вулкан Джау-Тепе расположен в градиентной зоне геоэлектрической аномалии СКИП. Жерло вулкана прослеживается зондированием ВЭРЗ до глубины 6350 м и проходит через отложения нижнего мела, сложенного аргиллитами, верхнего мела (мергели, известняки), эоцена (глины, мергели) и майкопа (глины с прослоями песчаника). Формирование вулкана может быть связано с пластом газогидратных отложений стометровой мощности.

Район бурения скв. Симферопольская № 1. Съемкой методом СКИП геоэлектрической аномалии типа «залежь» в районе бурения скважины не зафиксировано. Отсутствие нефтегазоносных пластов в разрезе скважины подтверждают результаты бурения.

Результаты многолетнего использования экспресс-технологии «прямых» поисков скоплений углеводородов геоэлектрическими методами (в том числе и в Азовско-Черноморском регионе) для рекогносцировочного и детального обследования перспективных на УВ структур и площадей позволяют констатировать следующее.

Материалы геоэлектрических исследований на известных месторождениях и перспективных площадях Причерноморья подтверждают неоднократно высказанные исследователями предположения о перспективности Азовско-Черноморского региона в плане обнаружения и открытия крупных и средних по запасам месторождений УВ. Целесообразно повысить интенсивность поисковых геолого-геофизических работ на нефть и газ в этом регионе.

Экспресс-технология «прямых» поисков и разведки скоплений УВ геоэлектрическими методами является оперативной, эффективной и экономичной. Целесообразно включить ее в комплекс геолого-геофизических методов поисков и разведки залежей УВ. Более широкое использование технологии на нефтегазовых месторождениях и перспективных площадях позволит повысить эффективность геологоразведочного процесса поисков и разведки нефти и газа в целом. Возможные направления применения технологии:

1. Выполнение рекогносцировочных геоэлектрических исследований на перспективных на поиски скоплений углеводородов площадях: а) обнаружение и картирование геоэлектрических аномалий типа «залежь» геоэлектрической съемкой методом становления короткоимпульсного поля; б) определение мощности и глубин залегания аномально поляризованных пластов методом вертикального электрорезонансного зондирования в пределах выделенных

геоэлектрических аномалий; в) выделение участков для проведения детальных сейсмических и других геолого-геофизических работ.

2. Проведение детальных геоэлектрических исследований на отдельных месторождениях и участках с целью выбора мест оптимального заложения параметрических, разведочных и эксплуатационных скважин.

3. Изучение возможностей использования экспресс-технологии для поисков скоплений углеводородов в акваториях Черного и Азовского морей.

4. Проведение рекогносцировочных обследований лицензионных участков на территориях зарубежных стран с целью выбора наиболее перспективных для детального геолого-геофизического изучения и последующей разработки.

Литература

1. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии // Геологический журнал. - 2003. - № 4. - С. 24-28.
2. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М. Поиски и разведка скоплений углеводородов геоэлектрическими методами на нефтяных месторождениях Западного Казахстана // Георесурсы. – 2003. – № 1. – С. 31-37.
3. Левашов С.П., Самсонов А.И., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М. Использование геоэлектрических методов при проведении рекогносцировочных исследований на нефть в Западном Казахстане // Геоинформатика. – 2004. – № 1. – С. 21-31.

УПРОЩЕННАЯ ПЕТРОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОЛЛЕКТОРА

В. М. Сапожников

УГГГУ, Екатеринбург

Известно около 30 интерпретационных моделей электропроводности песчанно-глинистых пород. Наиболее точными считаются модели, разработанные В. А. Ефимовым и М. М.Элланским [Диева, 1988], но их применение ограничено из-за сложности и необходимости использования ряда параметров, которые на практике неизвестны. В других моделях из-за неучета влияния ряда факторов полученные данные с применением алгоритмов вычислений существенно отличаются от экспериментальных результатов. Поэтому проблема разработки относительно простой и точной петроэлектрической модели терригенного коллектора остается актуальной.

Базовой является модель Арчи-Дахнова, представляющая выражение удельного сопротивления (УС) ρ_{Π} :

$$\rho_{\Pi} = \rho_{В} \cdot P_{\Pi} \cdot P_{Н}, \quad (1)$$

где ρ_B - УС водного раствора, насыщающего полностью или частично поровое пространство породы, R_{Π} - параметр пористости (относительное сопротивление), отражающий структурные особенности породы, R_H - параметр насыщения углеводородами.

В детализируемых моделях необходимо учесть, что в коллекторе присутствует как свободная (подвижная), так и остаточная (связанная) воды, в общем случае отличающиеся по электропроводности. По степени связи с поверхностью минералов связанная вода подразделяется на прочносвязанную и рыхлосвязанную, также имеющих отличия друг от друга по ряду свойств. В целях упрощения рекомендуется пользоваться эквивалентными средними величинами УС связанной воды [Александров, 1987].

Для учета влияния остаточной (связанной) воды обратимся к моделям коллектора, отражающим его остаточную водонасыщенность с коэффициентом K_{BO} , составляющим часть общей водонасыщенности породы K_B . Так в модели Д. А. Кожевникова и К. В. Коваленко [2001]

$$K_{BO} = (M_0 + \gamma K_{ГЛ}) / K_{\Pi} \quad (2)$$

зависит от доли объема воды, удерживаемого матрицей породы (μ_0), сухой глинистости ($K_{ГЛ}$), пористости (K_{Π}) и влагоемкости глинистости (в общем случае) γ , связанной с известным коэффициентом набухания B пористостью глинистого материала $\gamma = B - 1 = K_{ПГЛ} / (1 - K_{ПГЛ})$.

Для характеристики глинистого материала применяется коэффициент $\beta_{ГЛ}$, отражающий долю пор глин в общем объеме пор

$$\beta_{ГЛ} = K_{ГЛ} \gamma / K_{\Pi} \quad (3)$$

В капиллярной модели М. М. Элланского все каналы породы делятся на 3 вида. Микрокапилляры, присутствующие в глинистом материале, содержат только остаточную воду и их доля - $\beta_{ГЛ}$. Активные макрокапилляры, участвующие в фильтрационном процессе, заполнены свободной водой. Кроме того имеются макрокапилляры скелета, заблокированные глинистым материалом, в результате чего они выключаются из процесса фильтрации и также содержат остаточную воду. По М. М. Элланскому общая доля остаточной воды

$$K_{BO} = \beta_{ГЛ} + \beta_{ГЛ} (1 - \beta_{ГЛ}) = 1 - (1 - \beta_{ГЛ})^2 \quad (4)$$

Если принять, что доля заблокированных макрокапилляров в модели М. М. Элланского соответствует доли воды в породе, удерживаемой матрицей, то обе модели остаточной водонасыщенности являются идеитичными. Различие проявляется при $K_{ГЛ} = \beta_{ГЛ} = 0$.

Переходим к предлагаемой модели УС коллектора. В ней сделано допущение, что остаточная вода, находящаяся как в глинистом материале, так и на поверхности скоплений глины, а также связанная со скелетом породы, имеет близкие значения электропроводности. Поэтому всей остаточной воде соответствует эквивалентное УС ρ_{BO} . Свободная же вода характеризуется

значением ρ_B . Принимается, что при прохождении электрического тока через породу свободная и связанная вода включены параллельно. Изменение состава свободной воды не влияет на величину K_{BO} .

При этих допущениях величина УС смеси растворов ($\rho_{см}$) равна

$$\rho_{см} = \left(\frac{K_{BO}}{\rho_{BO}} + \frac{K_B - K_{BO}}{\rho_B} \right)^{-1} \quad (5)$$

и УС породы пропорционально $\rho_{см}$:

$$\rho_{П} = \rho_{см} \cdot P_{П} \cdot P_{Н} \quad (6)$$

Отличие известной модели «двух вод», предложенной Б. Ю. Вендельштейном [1960] и, впоследствии нашедшей применение среди зарубежных специалистов, от предлагаемой состоит в том, что в первой в качестве смеси рассматривается свободная вода и двойной электрический слой на поверхности глинистых частиц. Вместе с тем имеются данные, свидетельствующие об аномальных свойствах физически связанной воды во всем объеме микрокапилляров глин и на скелете породы, что учтено в модели В.А. Ефимова. Кроме того, при определении величины K_{BO} , как это показано в моделях водонасыщенности, необходимо учитывать остаточную воду не только глинистого материала, но содержащуюся в скелете породы.

Для проверки правомочности предлагаемой модели $\rho_{П}$ терригенной породы использованы данные для коллекции (№ 1) Ваксмана-Смита, приведенные в работах М. М. Элланского [2001 и др.]. Были известны характеристики $\rho_{П}$, $P_{П}$, $\beta_{ГЛ}$ 17 образцов, полностью ($K_B = 1$) насыщавшихся раствором с ρ_B , равным 0.043 и 4.8 Омм.

Многими исследованиями показано, что при насыщении образцов в лаборатории раствором с высокой минерализацией ρ_{BO} связанной воды достаточно стабильно и находится в пределах 0.18 – 0.35 Омм. Доказано М. М. Элланским, что при $\rho_B \leq 0.22$ Омм при температуре 18° величину ρ_{BO} можно принимать постоянной 0.22 Омм. Тогда, полагая $\rho_{П} = P_{П\text{изм.}} \cdot \rho_B = P_{П} \cdot \rho_{см}$ и $\rho_{П} = 0$ получим из формулы (5), что

$$K_{BO} = (1 - P_{П} / P_{П\text{изм.}}) / (1 - \rho_B / \rho_{BO}) \quad (7)$$

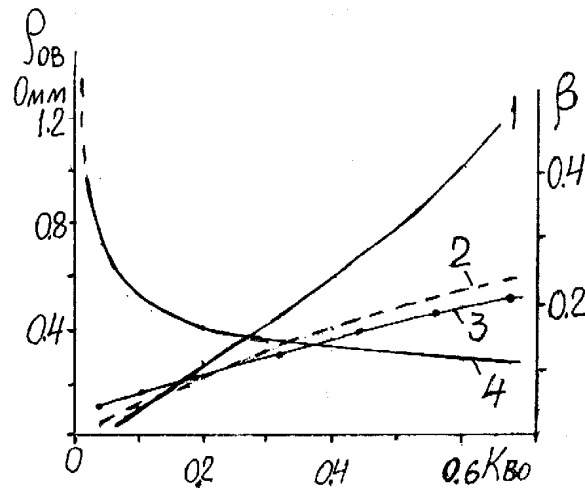


Рис. 1. Корреляционные зависимости от K_{BO} характеристик образцов коллекции № 1.

1 - $\beta_{ГЛ}$, 2 - $\beta_{олм}$, 3 - $\beta_{олр}$, 4 - ρ_{BO} при $\rho_B = 4.8 \text{ Омм}$

Результаты вычисления K_{BO} сопоставлены с данными о $\beta_{ГЛ}$ в виде корреляционной зависимости $\beta_{ГЛ}(K_{BO})$ на рис. 1. Для всех образцов $K_{BO} > \beta_{ГЛ}$, что согласуется с положением о присутствии остаточной воды и вне глинистого материала. Разность $K_{BO} - \beta_{ГЛ}$ можно отождествлять с долей объема заблокированных макрокапилляров $\beta_{олр}$ по расчетам, которая определяется с другой стороны согласно модели М. М. Элланского как $\beta_{олм} = \beta_{ГЛ}(1 - \beta_{ГЛ})$. На рис. 1 обеим характеристикам соответствуют зависимости 3 и 2. Видно, что при малых значениях $\beta_{ГЛ}$ и K_{BO} кривая 3 идет выше кривых 1 и 2. Этот факт подтверждает наличие каналов в скелете пород, удерживающих остаточную воду и не связанных с глинистым материалом. По данным Д. А. Кожевникова и К. В. Коваленко в скелете пород имеется небольшая постоянная составляющая остаточной водонасыщенности (около 0.05). С увеличением $\beta_{ГЛ}$ расхождение между значениями K_{BO} , определенными по формуле (4) через $\beta_{ГЛ}$ и формуле (7) через характеристики электропроводности, уменьшается и не превышает |5|% относительных. Этот факт подтверждает правомочность предлагаемой модели для случая насыщения породы высокоминерализованным раствором.

Еще более наглядно соответствие модели (5) данных измерений проявляется при сопоставлении $\rho_{см}$, вычисленных по (6) и (5) при известных характеристиках $\rho_B = 0.043 \text{ Омм}$ и $\rho_{BO} = 0.22 \text{ Омм}$. Расхождения между сопоставляемыми величинами $\rho_{см}$ не превышает |5|%.

При исследовании данных для коллекции образцов № 1, насыщенных раствором с $\rho_B = 4.8 \text{ Омм}$ считалось, что относительное сопротивление P_{II} и K_{BO} остались прежними, а величина ρ_{BO} , вычисленное с учетом формул (5) и (6), равна

$$\rho_{BO} = \rho_B K_{BO} / (P_{II} / P_{изм} - 1 + K_{BO}) \quad (8)$$

и изменяется в зависимости от $K_{\text{ВО}}$.

Полученная корреляционная зависимость $\rho_{\text{ВО}}(K_{\text{ВО}})$ имеет максимальные значения при $K_{\text{ВО}} \rightarrow 0$ и стремится к асимптоте с вероятным значением 0.22 Ом при увеличении $K_{\text{ВО}}$ (кривая 4 на рис. 1). По виду эта зависимость близка к показательной и аппроксимируется функцией

$$\rho_{\text{ВО}} = \rho_{\text{В}} \left(\frac{0.22}{\rho_{\text{В}}} \right)^m, \quad (9)$$

где $m = K^n$

Она принимает крайние значения: $\rho_{\text{В}}$ при $K_{\text{ВО}} = 0$ и 0.22 Ом при $K_{\text{ВО}} = 1$. Для насыщающего раствора с $\rho_{\text{В}} = 4.8$ Ом в этой зависимости $n = 0.15$, причем небольшие отклонения n мало влияют на величину $\rho_{\text{ВО}}$.

Полагая, что выражение (9) отражает универсальную зависимость $\rho_{\text{ВО}}(K_{\text{ВО}})$ при параметрах $\rho_{\text{В}}$ и $\rho_{\text{ВО}}^{\text{min}}$ оно было использовано для вычисления $\rho_{\text{П}}$ по формуле (5) и (6). При сравнении вычисленных и измеренных значений $\rho_{\text{П}}$, расхождения в большинстве случаев не превышали 5%, хотя для одного образца оно равно 20%. Отмечается как занижение, так и завышение $\rho_{\text{П}}$ относительно измеренных значений.

Проверка предложенной модели также выполнена для нескольких образцов коллекции № 2 (Ф. М. Перкинса, Х. Р. Бренона и В. О. Винзадэра) исходные данные о которых приведены в монографии М. М. Элланского [2001].

Сравнивались измеренные и вычисленные (при $n = 0.15$) для модели значения $\rho_{\text{П}}$ образцов, насыщенных поровой водой с различной минерализацией и УС ($\rho_{\text{В}} = 0.04, 0.3, 0.6, 1.1$ Ом). Расхождения не превышали 7%.

Хорошая сходимость результатов вычисления $\rho_{\text{П}}$ по предложенной модели получена при сопоставлении с данными расчетов для модели В. А. Ефимова, признанной хотя и сложной, но самой точной для условий З. Сибири [Даева и др. 1988].

Для применения модели в условиях скважинных измерений построена номограмма $\rho_{\text{см}} / \rho_{\text{В}} = f(K_{\text{В}})$ с параметром $\rho_{\text{В}} / \rho_{\text{ВО}}^{\text{min}}$. Для этого использовано выражения (9), в котором вместо отношения $0.22 / \rho_{\text{В}}$ взято отношение $\rho_{\text{ВО}}^{\text{min}} / \rho_{\text{В}}$. Номограмма позволяет определять $\rho_{\text{см}}$ по $K_{\text{ВО}}$ или $K_{\text{ВО}}$ по $\rho_{\text{см}}$ на глубине с учетом реальной температуры t^0 . Вычисление для нужной глубины $\rho_{\text{ВО}}^{\text{min}}$ можно проводить по формуле

$$\rho_{\text{ВО}}^{\text{min}} = 0.22 [39.5 / (t + 21.5)]. \quad (10)$$

Естественно, что эффективность предложенной упрощенной модели УС коллектора требует дальнейшей проверки в различных условиях.

Литература

1. Диева Э.В., Фоменко В.Г., Пантюхин В.А. Интерпретационные модели для определения водонасыщенности песчано-глинистых пород по данным ГИС. – М, 1988. Разведочная геофизика: Обзор.
2. Элланский М.М. Петрофизические основы комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин / Изд-во ГЕРС. 2001.

ПРОГНОЗ ПАРАМЕТРОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

А.В. Силин, А.В. Булатов

Уральский государственный горный университет

По данным акустических методов исследования скважин выявляются физические параметры толщ, характеризующие слагающие их горные породы. При исследованиях наиболее часто используются данные продольных волн, но в последние десятилетия уделяют внимание также изучению поперечных волн, волн Лэмба, Стоунли, отраженных и т.д. (зарегистрированных, в основном, с помощью широкополосных зондов). На данный момент АК применяется для литологического расчленения пород, локализации трещинных зон и интервалов напряжённого состояния пород, определение коэффициентов межзерновой и вторичной (трещинно-каверновой) пористости коллекторов и характера их насыщенности, выделение проницаемых интервалов в чистых и глинистых породах (рис.1).

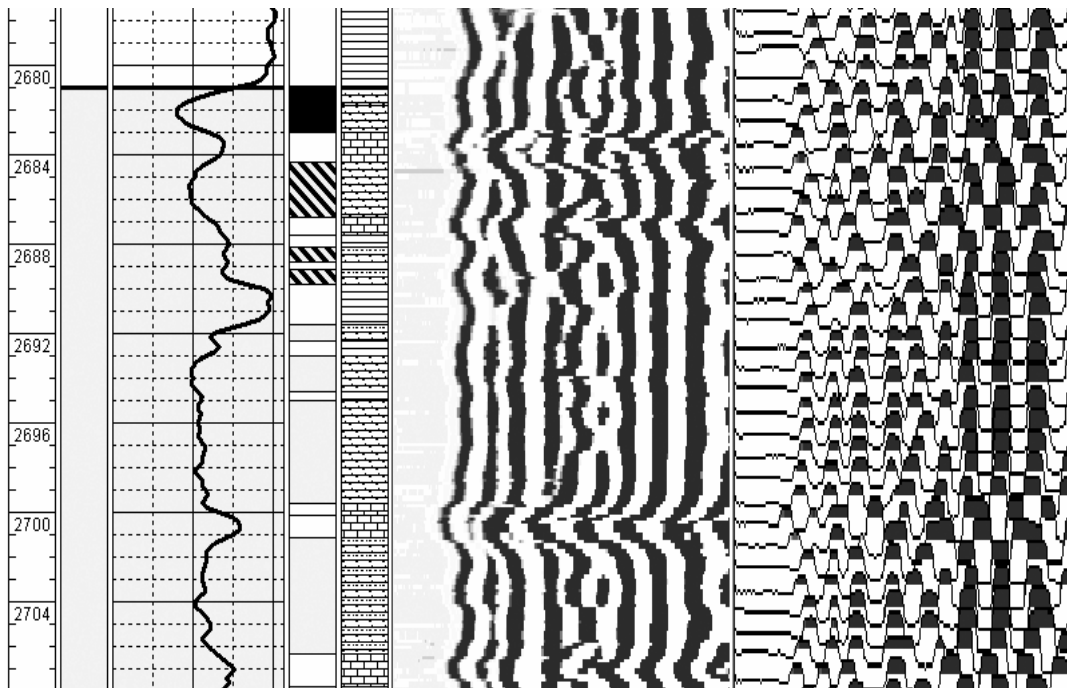


Рис.1. Фрагмент скважинных исследований на одном из месторождений Западной Сибири с литологической колонкой и насыщением (слева) и волновой картиной и фазо-корреляционной диаграммой (справа).

Скорость распространения упругих волн зависит от упругих модулей пород, их литологического состава, плотности и пористости, а величина затухания - от характера заполнителя пор, текстуры и структуры породы. Так, например, в рыхлых песках и песчаниках скорость тем ниже, чем больше пористость. Наименьшая амплитуда сигнала (наибольшее затухание) наблюдается в породах, заполненных газом, меньше затухание в породах нефтенасыщенных, еще меньше - в водонасыщенных.

При использовании материалов АК направление распространения волн задано заранее направлением скважины. Следовательно, при некоторых исследованиях, таких как определение анизотропии, невозможно применить данные продольной волны, при распространении которой колебания частиц совпадают с направлением распространения. Поэтому, методика оценки анизотропии горных пород, обусловленной их трещиноватостью или напряжённым состоянием, основана на "расщеплении" поперечной волны на высоко- и низкоскоростную компоненту (волна в данном случае возбуждается двумя ортогонально расположенными излучателями). Компонента с более высокой скоростью несёт основную часть энергии волны и поляризована параллельно направлению преобладающей трещиноватости, имеющей, например, тектоническую природу. Медленная и менее интенсивная компонента поляризована перпендикулярно направлению трещиноватости. Максимум напряжения сжатия пород на больших глубинах направлен обычно вертикально, и соответствует трещиноватости, имеющей, например, тектоническую природу, минимум - в горизонтальной плоскости (обусловлено тонкой горизонтальной слоистостью отложений, и собственной анизотропией

пород). Это не противоречит теории блоковости и объясняет переток флюида по вертикали, а также, закономерности осадконакопления. Но не следует забывать, что на глубинные породы действуют векторы сил в различных плоскостях, приводящие к сложным деформациям (рис.2). В этом случае, кроме трещин, связанных с геометрией структуры, имеющих постоянную ориентацию и упорядоченную систему распространения образованных в доскладчатые периоды развития бассейна, мы имеем дело с трещинами, не связанными с геометрией структуры, наложенными на первую систему в последующую историю развития бассейна.

Рис. 2. Схема деформирования дискретной среды в варианте сжимающей вертикальной нагрузки (слева) и в варианте разгрузки (справа) (По В.Б.Писецкому).

В результате появляются явные отличия в физических свойствах коллекторов: пористость и проницаемость в блоковых ансамблях различных формационных объектов в результате уплотнения слоев и др. факторов меняется. Зная же, каким образом изменяются упругие модули исследуемого объекта, мы можем выйти и на его физические параметры.

Отследив первые вступления по трассам (рис.3), получаем времена прихода продольной волны ($Tr1$) для каждой точки записи. Проведя аналогичные действия для второго канала, получаем $Tr2$. Скорость продольной волны находим как отношение длины базы зонда к разнице времен. Исходя из априорной геологии, рассчитываем приблизительное время прихода для поперечной волны, и более точно отслеживаем его по положительной амплитуде на волновой картине. Таким образом, имея скорости продольных и поперечных волн, рассчитываем коэффициент Пуассона, выбранный за изучаемую величину.

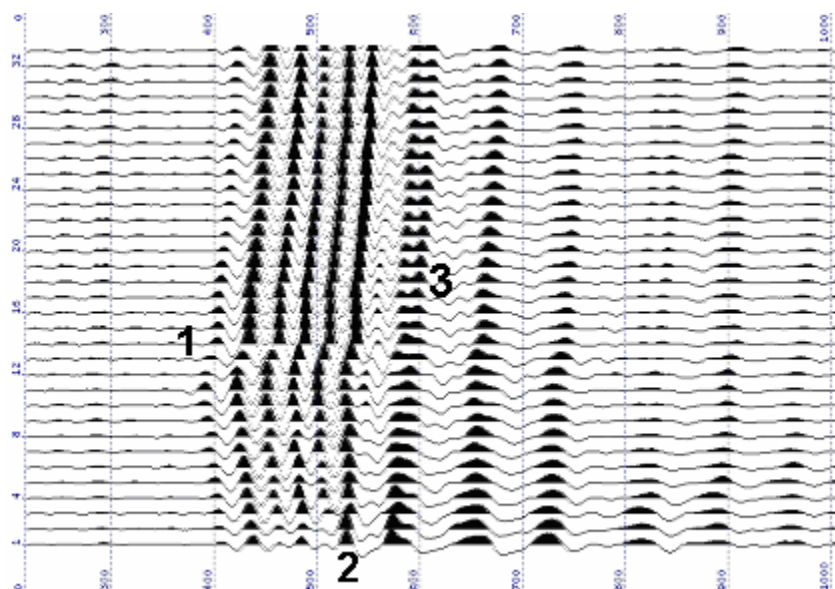


Рис. 3. Пример волнового поля по одному из зондов (1 – первое вступление продольной волны, 2 – вступление поперечной волны, 3 – волны помехи)

По результатам анализа полученных значений коэффициента, а также отношения скоростей поперечных и продольных волн с информацией, полученной по другим методам ГИС, литологией и насыщением стратиграфических объектов (рис.4.а.), можно сделать следующие предположения:

- в породах, относящихся к одному фациальному ансамблю поведение кривой равномерно (глинистые породы состоят из дискретов настолько невеликих (первые см ~ десятки см), что не отражаются при исследованиях);
- четко отбиваются границы пропластков, имеющих различное стратиграфическое происхождение (аргиллит – песчаник: «всплеск» на кривой отображающей $Q_{П}$);
- «зигзагообразное» распределение в породах коллекторах, видимо, связано с различными векторами давления каждого из мини-блоков, а также распределением флюидов между ними.

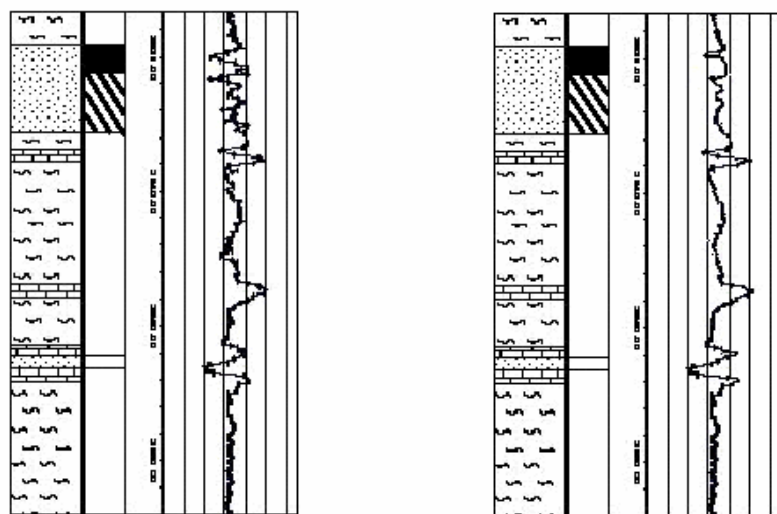


Рис.4. Изменение $Q_{П}$ по стволу скважины:

- а) $Q_{\text{Пуассона}}$ рассчитан поточечно с шагом 0.2 м (слева)
- б) $Q_{\text{Пуассона}}$ рассчитан по интервалам пропластков (справа)

Исходя из исследования керна, а также других комплексов ГИС, имеется возможность более точно проследить границы пропластков, слагающих толщу. В этом случае, пересчитав Q_{II} по интервалам в соответствии с полученными границами (рис.4.б.), на графике мы получаем ещё более уверенное поведение кривой по интервалам, сложенным ненасыщенными породами одного состава и резкие «всплески» при пересечении границ уплотненных горных пород (известняки). В породах коллекторах (песчаники, с различной степенью глинизации), образованные минимумы, предположительно, указывают на смену насыщения (нефть / нефть+вода), но также, выравнивание графика позволяет говорить о потере информативности по выявлению блоковых формаций минимальных размеров, различающихся присущими им изменениями коллекторских свойств.

Список литературы

1. *Pirson, S. J.*, 1953, Performance of Fractured Oil Reservoirs, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 37, pp.232-24
2. *Pisetski, V.B.*, 1999, "The dynamic fluid method. Extracting stress data from the seismic signal adds a new dimension to our search", The Leading Edge, September, 1999
3. Акустический каротаж с использованием монополярных и дипольных преобразователей: регистрируемые волны, решаемые задачи и полученные результаты / *Н.А. Смирнов, Д.В. Белоконов, Н.В. Козяр, А.М. Казаков*//ЕАГО /EAGA/ SEG Международная геофизическая конференция и выставка, М., 15-18 сентября 1997. С.3.5.
4. *Голиков Н.А., Заикин А.Д.* Влияние насыщенности флюидом на динамические характеристики Р и З волн в образцах горных пород / SPWLA/ ЕАГО/ РГУ НГ Международная конференция и выставка по геофизическим исследованиям скважин "Москва-98", 8-11 сентября 1998 Доклад М 1 1
5. *Писецкий В.Б., Самсонов В.И., Зудилин А.Э., Патрушев Ю.В.* ДФМ – преобразование на основе коррекции сейсмического разреза по VSP с целью детального прогноза флюидодинамических параметров резервуара. 74-ая ежегодная международная конференция и выставка SEG. Даллас. США. Тезисы докладов. 2003г.
6. *Садовский, М.А.* и др., 1982:"О свойстве дискретности горных пород". Физика Земли, № 12, с.3.
7. *Силин А.В.* Определение физических свойств коллекторов по данным АК, исходя из теории блоковости осадочного бассейна. 5-ая международная научно-практическая геолого-геофизическая конференция-конкурс молодых ученых и специалистов «Геофизика – 2005». Тезисы докладов. СПб. 2005г.

ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

А. А. Симанов

Горный Институт УрО РАН, г. Пермь

В последнее время особую актуальность обрели различные компьютерные системы хранения, обработки и анализа информации, называемые информационно-аналитическими системами (ИАС). Разработанная автором информационно - аналитическая система обработки материалов гравиметрических съемок является совокупностью различных модулей, внешних прикладных программ и воплощается в ГИС ArcGis (Esri).

Основными функциями созданной ИАС являются:

- систематизация данных (создания и хранение баз данных);
- первичная обработка результатов полевых гравиметрических наблюдений;
- различные трансформации гравитационного поля (разделение аномальных гравитационных полей на составляющие, подавление помех и усиление полезного сигнала, обусловленного геологическими объектами определенного ранга);

В данной системе осуществлена систематизация гравиметрических данных, полученных в Горном институте УрО РАН при проведении полевых и тематических работ с конца 90х годов на территории Пермского края [1]. Единая база данных состоит из подсистемы сбора информации, хранения, выборки данных, анализа и контроля данных, а также вывода и визуализации информации (рис.1).

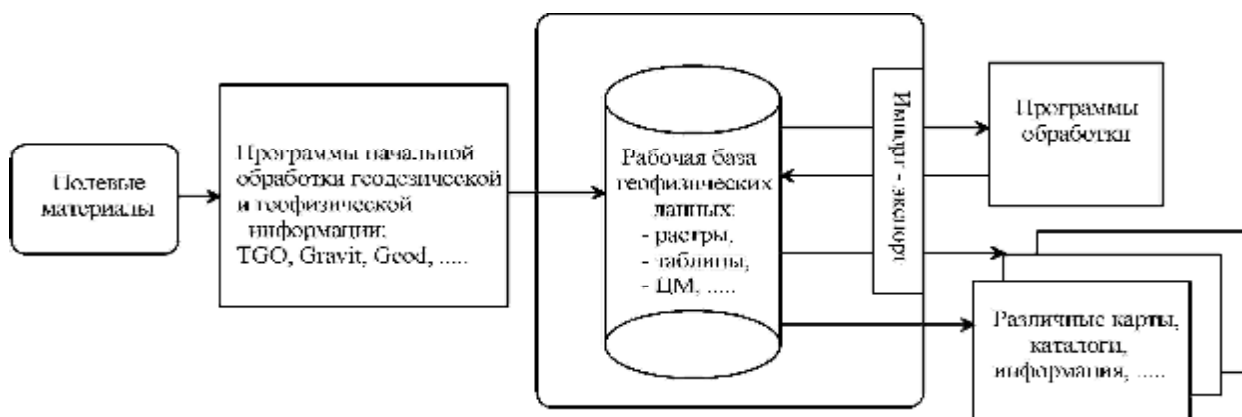


Рис.1. Схема формирования и применения базы геоданных

Первичная обработка гравиметрических данных осуществляется с помощью ряда внешних прикладных программ и ГИС-технологий, реализующих обработку полевых гравиметрических данных, введение различного рода поправок, вычисление аномальных значений силы тяжести с созданием каталогов гравиметрических пунктов и построение карт. Для учета рельефа местности в зонах радиусом от 2 до 200 км нами использована матрица высот (SRTM) с разрешением 90 м, расположенная между 60 градусами северной и 56 градусами южной широты. Она свободно распространяется Национальным картографическим управлением США (National Imagery and Mapping Agency, NIMA) NASA и внесена нами в базу гравиметрических данных в растровом формате GRID (ESRI). Определение поправок за влияния рельефа земной поверхности ведется путем построения аналитических аппроксимаций рельефа по картографическим данным $Z = f(x, y)$, где (x, y) – горизонтальные координаты пунктов, что создает возможность определения высот гравиметрических пунктов по построенной аппроксимации рельефа: $z_k = f(x_k, y_k)$, где $k = 1, 2, \dots, N$; N – число пунктов [2].

В итоге первичной обработки гравиметрических данных пользователь получает точечную тему ArcGis со следующими полями значений:

- географических и прямоугольных координат точки,
- нормального гравитационного поля (формула Гельмерта),
- поправки за рельеф с плотностью промежуточного слоя 2.67,
- аномалии Фая,
- аномалии Буге для плотности промежуточного слоя 2.3,
- аномалии Буге для плотности промежуточного слоя 2.67 с поправкой за рельеф и без нее,

С помощью встроенных инструментов ArcGis (Spatial Analyst, Алгебра карт) строятся различные карты (рис.2).

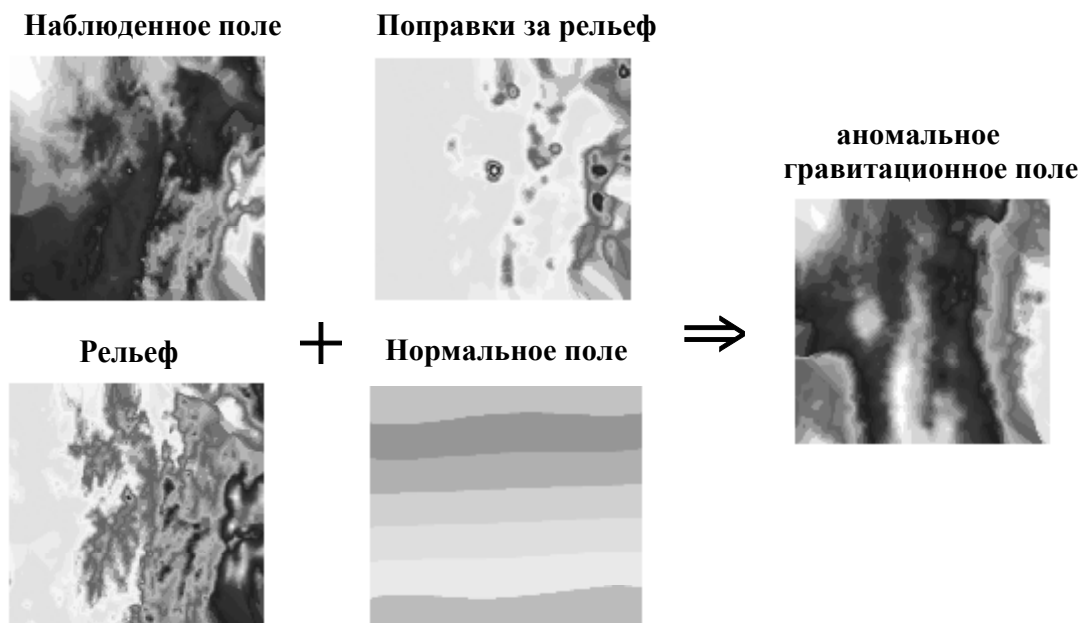


Рис.2. Геообработка гравиметрических данных

Весьма перспективным использованием ГИС в гравиразведке является вычисление трансформаций гравитационного поля. Применение Гис дает возможность выполнить анализ поля самыми разнообразными методами.

Описываемая ИАС включает в себя несколько инструментов геообработки, предназначенных для преобразований аномальных полей по различным алгоритмам. В настоящее время система позволяет производить аналитическое продолжение в верхнее и нижнее полупространство, расчет вертикальных производных потенциала, разделение полей методом вариаций (способом Саксова – Ниагарда) и методом усреднения, тренд-анализ (региональная компонента при этом заменяется полиномом $Q_m(x)$ заданной степени m , коэффициенты которого определяются по методу наименьших квадратов).

В итоге различных трансформаций гравитационного поля пользователь получает результирующие карты в формате растровых данных GRID (ESRI) (рис.3).

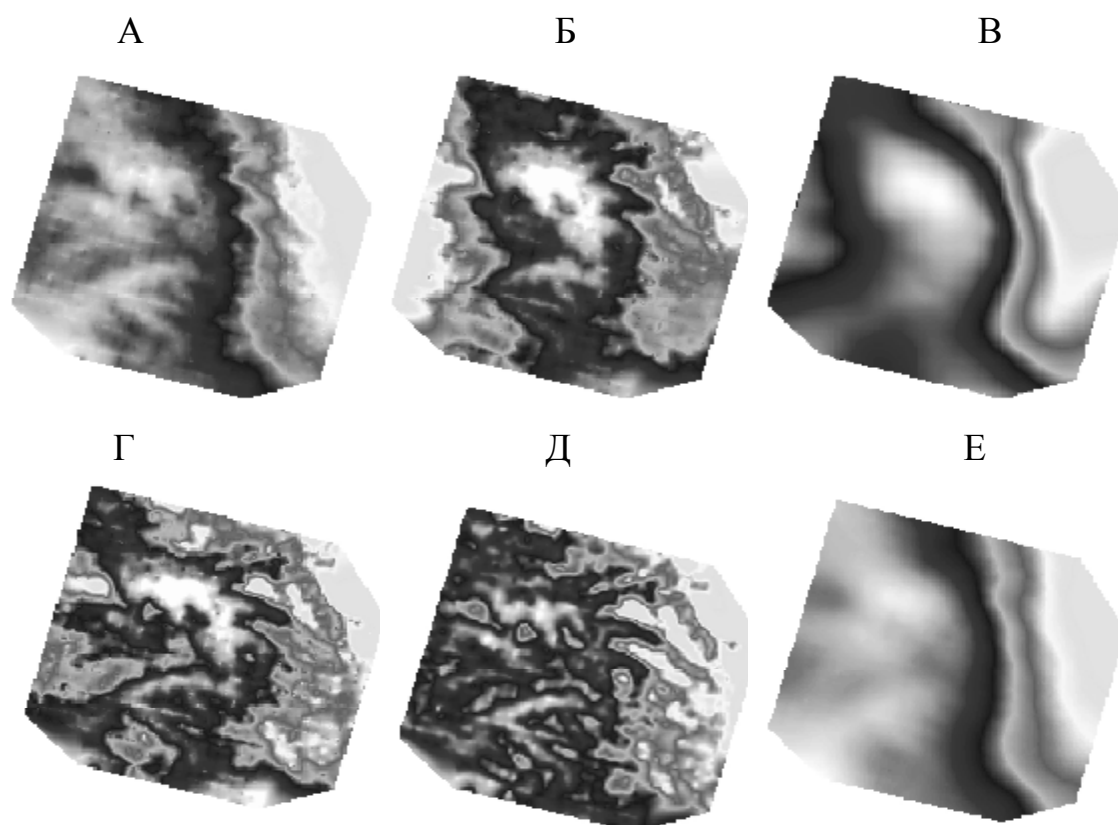


Рис.3. Различные трансформации гравитационного поля в растровом формате GRID.
(А – исходное поле, Б – метод усреднения, В – метод вариаций, Г – тренд – анализ,
Д – аналитическое продолжение в нижнее полупространство,
Е – аналитическое продолжение в верхнее полупространство)

Таким образом, практически весь процесс от сбора геофизических данных до оформления и вывода результатов представлен информационно - аналитической системой обработки материалов гравиметрических съемок воплощенной в ГИС ArcGis (Esri). Все перечисленные возможности

информационно - аналитической системы существенно упрощают технологию и уменьшают стоимость этапа обработки гравиметрических данных.

Библиографический список

1. Симапов А.А. Основные принципы формирования базы геоданных для первичной обработки, хранения и анализа гравиметрической информации // Третьи научные чтения Ю. П. Булашевича. –2005.
2. Долгалъ А.С., Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Антипин В.В. Определение поправок за влияния рельефа земной поверхности при гравиметрической съемке на основе линейных аналитических аппроксимаций // Вестник отделения наук о Земле РАН. – 2004.

НЕЙРОСЕТЕВОЙ ГЕОПРОЦЕССИНГ

О.А. Сметанин

Иркутский государственный технический университет

Массовость геоданных при отсутствии точных знаний, выраженных законами или зависимостями, делает необходимым использование «интеллектуальных» подходов к процессу их подготовки, анализа, комплексирования и интерпретации. Перспективным и современным для решения такого рода задач оказывается применение подходов, заимствованных из наиболее динамично развивающихся областей современной теории интеллектуальных вычислений, связанной с построением и применением искусственных нейронных сетей (ИНС) [1]. По сравнению с линейными статистическими моделями нейросети позволяют эффективно строить нелинейные зависимости, более точно описывающие наборы данных. Применительно к пространственной информации инструментом сбора, обработки, отображения и распространения данных являются ГеоИнформационные Системы (ГИС) [2].

Введем наиболее общее понятие **нейросетевого геопроеессинга** как выполнение основанных на нейросетевом базисе процедур манипуляции пространственной информацией. В рамках современных геоинформационных систем это определение характеризует особый класс интегрированных с ГИС программных инструментов пространственного анализа, основанных на искусственных нейронных сетях. Они могут быть использованы штатными инструментами пространственного моделирования универсальных ГИС для составления сколь угодно сложных схем геопроеессинга. Далее под нейросетевым геопроеессингом будут пониматься интегрированные с ГИС решения, основанные на нейросетевом базисе.

Единичные реализации систем, дающие исследователю возможность интегрировано использовать средства ИНС и ГИС для геопроеессинга, специализированы и ограничены. Среди них в [2] отмечены ScanEx-NeRIS и Arc-SDM, первая из которых основана на сети Кохонена, а вторая на радиальных базисных функциях (RBFLN) и вероятностной нейронной сети (PNN). Другие, менее известные разработки, характеризуются не только весьма

ограниченным набором реализованных нейросетевых архитектур, но и фрагментарным сходством с ГИС. Налицо отсутствие широкого нейросетевого инструментария в руках ГИС-специалиста, решающего геолого-геофизические задачи. Очевидно, что интеграция «универсальных» ГИС и сред моделирования искусственных нейронных сетей, позволяющих пользователю самостоятельно конструировать комплексные ИНС различных архитектур, контролируя ход и результат обучения, дает возможность более объективно и обосновано подойти к оценке точности предлагаемого решения.

Предлагаемая концепция нейросетевого геопроцессинга (рис. 1) включает три компонента: универсальную геоинформационную систему, эксперта и универсальную среду моделирования ИНС. При известной сложности пространственных процессов, моделей, и неоднозначности данных весьма сомнительными кажутся утверждения некоторых исследователей о возможности эксплуатации систем автоматизированного анализа без участия эксперта. В рамках этой концепции в зоне ответственности ГИС находятся цифровые модели пространственной информации, описывающие реальный мир, и набор процедур геопроцессинга. Эксперт определяет, какие именно цифровые модели и процедуры требуется использовать для решения задачи. В среде моделирования ИНС на основании выбранных данных экспертом производится создание модели ИНС, а по результатам циклического обучения, тестирования на точность и обобщение, оптимизации и исследования внутренней структуры сети принимается решение о возможности применения обученной ИНС для решения поставленной задачи. На базе обученной ИНС с пространственными данными выполняется нейросетевой геопроцессинг, анализируются и интерпретируются результаты. При положительной оценке адекватности получаемых пространственных моделей обученная ИНС становится элементом базы знаний, используемой впоследствии при обобщении «знаний» на другие территории. По мере уточнения или получения новых сведений проводится регулярная адаптация моделей.



Рис.1. Предлагаемая концепция нейросетевого геопроцессинга на основе интеграции среды моделирования ИНС и ГИС

Определение интерфейсов геопроцессинга в соответствии с предъявляемыми требованиями выбранной в качестве базы ГИС позволит использовать ИНС в задачах создания моделей (geoprocessing model) при проектировании графа обработки (geoprocessing workflow). Такие инструменты активно внедряются и являются отличительной чертой универсальных ГИС.

В соответствии с вышеизложенной концепцией была реализована геоинформационная технология на базе универсальной ГИС ArcGIS 9.x и среды моделирования ИНС Neurosolutions 5.x., в рамках которой производятся следующие действия:

1. Инструментами ГИС-модуля, имеющего графический и программный интерфейс в ArcToolBox и ArcMap, указанные пользователем исходные пространственные данные, данные для обучения, тестирования, кросс-валидации, сохраняются в файлах. В NeuroSolutions 5.x создается шаблонная конфигурация ИНС с загруженными файлами.

2. Пользователь в рамках среды моделирования производит проектирование, обучение, тестирование, оптимизацию ИНС.

3. По достижению успеха для дальнейшей работы вызывается Custom Solution Wizard (CSW).

4. В CSW происходит компиляция спроектированной ИНС и сохранение исполняемого модуля и файла весов в «базе знаний».

5. Инструментами ГИС-модуля указываются исходные данные для работы сети, для каждой точки создаваемой растровой модели производится расчет значения путем вызова соответствующих процедур динамически подключаемой библиотеки компилированного кода ИНС и с помощью библиотек GRIDIO производится запись.

При работе через ArcToolBox исходные параметры задаются при построении модели геопроектирования или через интерфейс инструмента в ArcToolBox.

Описанная технология была использована в задачах построения классификационных схем при региональном прогнозировании перспективных на поиски алмазов территорий, одна из которых представлена на рисунке 2. В качестве исходных материалов использовались геолого-геофизические данные по России и сопредельным территориям:

- Карта геологических образований
- Структурная карта по поверхности кристаллического фундамента
- Количественные характеристики гравитационных аномалий, полученные в результате мономерного анализа [4] гравиметрических данных масштаба 1:200 000- 1:1 000 000
- Сведения о кимберлитовых полях и месторождениях алмазов Якутской алмазоносной провинции
- Геологические знания о районах с отсутствующим кимберлитовым магматизмом.

При генерации классификационной схемы использовался многослойный перцептрон 5-20-1 с сигмоидальной функцией активации. Обращает на себя эффективность предложенной классификации – лишь малая часть рассматриваемой территории отнесена к перспективной, при этом на основе выборки по Сибирской платформе выделены хорошо локализованные участки на Русской платформе, в том числе и Земнебережная площадь. Кроме этого, к перспективным отнесены территории на восток от Земнебережной площади и в Предуралье, а также в районе городов Нижний Новгород и Вологда.

Использование нейросетевого геопроектирования даёт положительные результаты и при прогнозе месторождений нефти и газа на начальных стадиях поисковых работ при слабой изученности платформенных территорий.

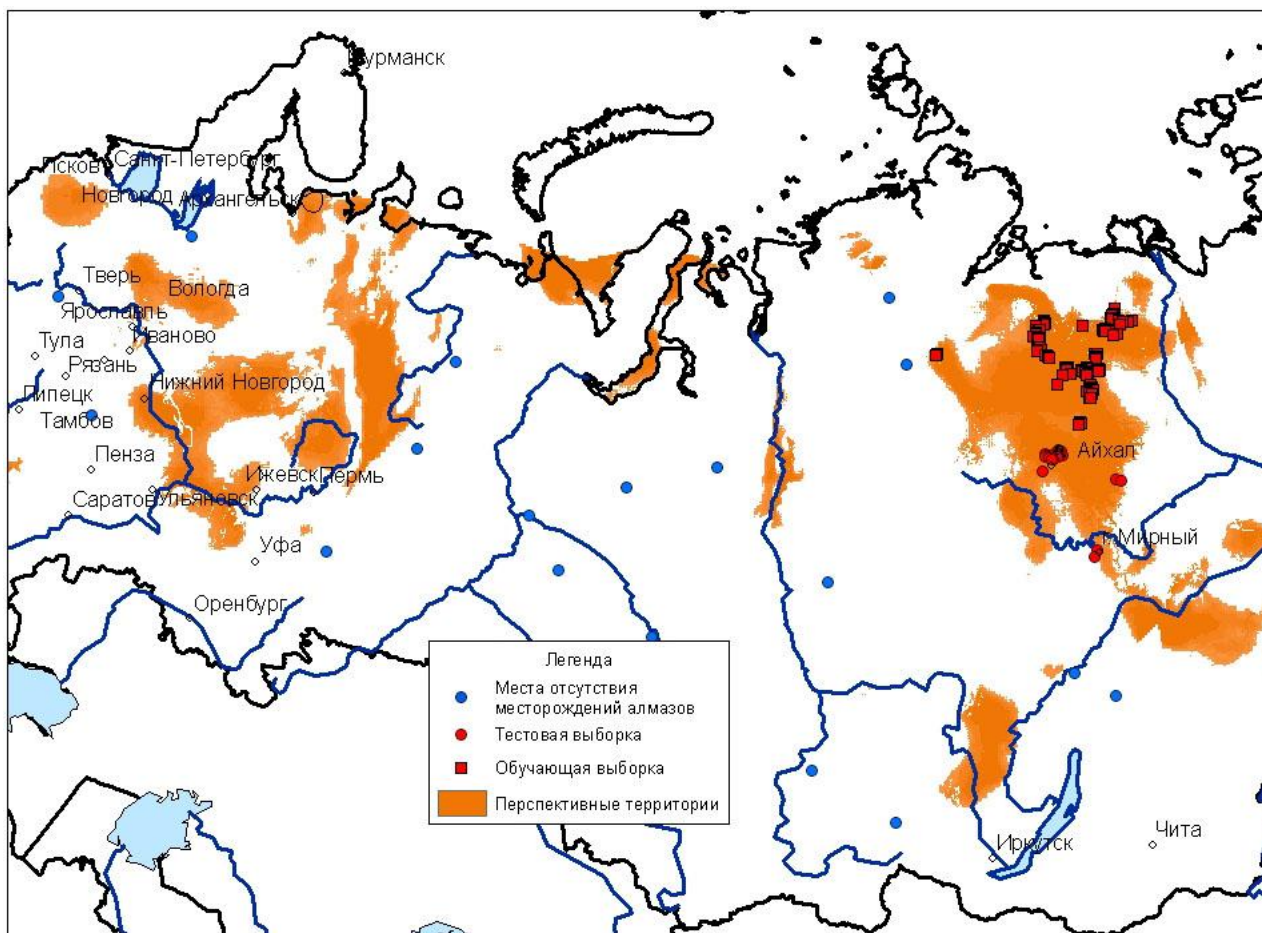


Рис. 2. Прогнозная карта перспективных на поиски алмазов территорий

Список литературы

1. *Осовский С.* - Нейронные сети для обработки информации/Пер. с польского И.Д. Рудинского. – М.:Финансы и статистика, 2002
2. Основы геоинформатики: в 2 кн. Учеб. пособие для О-75 студ. Вузов/ Под ред. *В.С. Тикунова*. М.: Издательский центр «Академия», 2004
3. Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2001. – 606 с.
4. *Сметанин А.В.* Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000г.-85с.

РАЗДЕЛЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА РЕГУЛЯРИЗАЦИИ

В. Е. Сташевский, В. Г. Филатов

РГГРУ, Москва

Статистический подход основан на представлении геофизических полей функциями случайными, стационарными и эргодическими. В основном статистические методы решают задачи обнаружения полезных сигналов на

фоне помех, случайных и соизмеримых с полезными сигналами. Разработана статистическая теория оптимального приема: Л.А. Халфин, А.Г. Тархов, А.А. Никитин, О.А. Демидович и другие. Сглаживанием сигналов на фоне помех занимались Г.Н. Боганик, Е.А. Буянова и другие, с помощью построения специальной статистики.

К недостаткам статистического подхода относится требование практической эргодичности стационарных случайных функций, что проявляется в необходимости длинных профилей наблюдения, что не всегда осуществимо на практике.

Детерминированный подход включает методы теории потенциала, трансформации, решение интегральных и дифференциальных уравнений в частных производных. Решающим фактором для выделения сигнала на фоне помех является различие частотных спектров сигнала и помехи, либо различие в пространственном положении их источников. При локализации помеха считается низкочастотной и строится высокочастотный фильтр. При сглаживании помеха высокочастотна и строится низкочастотный фильтр.

Предположим, что задана аномалия силы тяжести Буге, состоящая из суммы полей:

$$\Delta g(x) \equiv U_{\delta}(x) = U_{\lambda}(x) + U_{\phi}(x) + \delta U(x),$$

где U_{λ} - локальная аномалия, обусловленная влиянием объекта исследований, U_{ϕ} - региональный фон, δU - случайная помеха.

Требуется разделить U_{λ} и U_{ϕ} и ослабить δU .

Возможны два подхода к разделению полей:

- 1) одновременное определение U_{λ} и U_{ϕ}
- 2) определение U_{ϕ} по крыльям поля Δg .

Рассмотрим сначала два способа первого подхода.

Способы разделения в зависимости от объема априорной информации делятся на три группы:

1. При минимальной качественной информации о сигнале и помехе для разделения фона и локальных аномалий используют различные трансформации – фильтры, в том числе полосовые. При минимальной количественной информации о разделяемых полях или их источниках могут быть использованы линейные операторы М.Г. Сербуленко оптимального и точного разделения.

2. При априорной количественной информации используются аппроксимационные способы, экстраполяция и устойчивые способы, основанные на регуляризации и выметании масс.

3. При достаточной априорной информации об известной части разреза применяются способы геологического редуцирования – вычисление прямых эффектов гравитационных или магнитных от известных частей разреза и вычитания их из наблюдаемых полей.

Существует множество программ прямого эффекта. Для поисков залежей нефти и газа разработан целый ряд способов прямого эффекта гравимагниторазведки. К ним относятся: программы ПРЭФ-2 и ПРЭФ-3 расчета

прямого эффекта гравимагниторазведки от многослойных двумерных и трехмерных геологических разрезов и объектов, аппроксимированных системами многоугольных сечений и многоугольных материальных пластин. Программа ПЭЛЛ предназначена для расчета поля от неструктурных ловушек нефти и газа и коллекторов. Программа ГЕРА служит для расчета прямого эффекта в точках на рельефе от разреза, представленного системой призм и ступеней. Программы ВЫБОР и МИФ дают возможность рассчитывать прямые эффекты от двумерных и трехмерных структур и залежей с учетом вторичных факторов типа уплотнений и разуплотнений.

Более общей системой источников фона является система источников (рис. 1), включающая ряд произвольных материальных полос (отрезков) используемых в работах А. В. Цирульского,

Ф. И. Никоновой, Н.Ф. Федоровой [1]. На рис.1 представлена указанная система отрезков, аппроксимирующих геологически содержательные источники регионального фона – слой с линейно меняющейся плотностью, наклонные ступени, наклонные неоднородности типа горстов, грабенов, блоков, контактные границы.

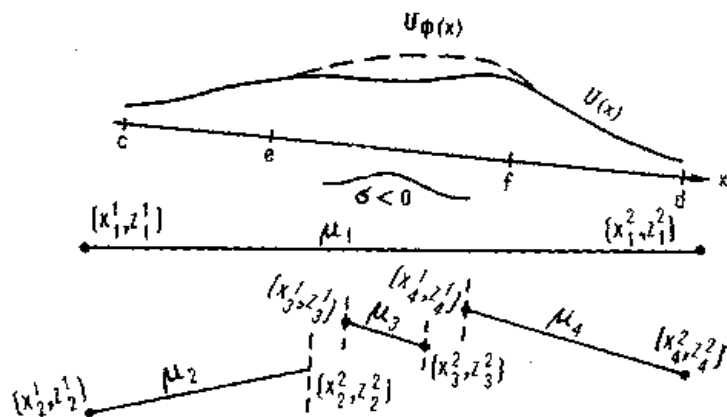


Рис. 1. Модель источников фона – система произвольных отрезков для алгоритма и программы РЕСТ.

Источники регионального фона аппроксимируются более простыми математическими моделями – указанными материальными отрезками. Прямой эффект N таких отрезков выражается в комплексной форме выражением

$$a_k = I_m \sum_{k=1}^N A_k \ln \frac{t - a_k}{t - b_k} \quad (\text{мГал}), \quad (1)$$

где $A_k = 2G\mu_k e^{i\varphi_k}$, G – гравитационная постоянная, $\mu_k = \sigma h$ – поверхностная плотность, σ_k – эффективная плотность в г/см^3 , h – мощность источника в км, φ_k – угол наклона отрезка, равный 0 для горизонтального отрезка и $\frac{\pi}{2}$ – для вертикального, a_k и b_k – комплексные аффиксы (координаты) концов отрезка $a_k = x_{1k} + iz_{1k}$, $b_k = x_{2k} + iz_{2k}$, x_{1k} , x_{2k} – горизонтальные координаты концов k -го отрезка, z_{1k} , z_{2k} – глубины концов k отрезка, $t = x + iz$ комплексный аффикс (координата) внешней точки, в которой выявляется прямой эффект.

Для магниторазведки имеет место аналогичное выражение, если $A_k = Ih \cdot e^{i\varphi_k}$, где I – намагниченность в ед. СГСЕ, а $U(x, z)$ – магнитный потенциал.

Для интерпретации вторых производных гравитационного потенциала (V_{xz}, V_{zz}) и первых производных магнитного потенциала (Z, H) и для ΔT наблюдаемое поле аппроксимируется функцией вида

$$V_{(x,z)} = I_m \left[\sum_{k=1}^N A_k \left(\frac{1}{z - a_k} - \frac{1}{z - b_k} \right) \right].$$

Для обеспечения вещественности массы произведения коэффициентов $A_k(b_k - a_k)$ полагаются вещественными; в магнитном случае эти произведения – комплексные числа.

Заметим, что формально для аппроксимации и интерпретации кривых Z и ΔT можно использовать и конструкцию с фиктивными эквивалентными источниками (магнитными массами).

Рассмотрим выражение (I) и приведем его к действительной форме. После преобразования получим

$$U(x, z, s) = G \sum_{K=1}^N \mu_k \left[\sin \varphi_k \cdot \ln \frac{(x - x_{2k})^2 + (z - z_{2k})^2}{(x - x_{1k})^2 + (z - z_{1k})^2} + \right. \\ \left. 2 \cos \varphi_k \cdot \left(\arctg \frac{x - x_{1k}}{z_{1k} - z} + \arctg \frac{x_{2k} - x}{z_{2k} - z} \right) \right], \text{ где}$$

$$\sin \varphi_k = \frac{z_{2k} - z_{1k}}{\sqrt{(x_{2k} - x_{1k})^2 + (z_{2k} - z_{1k})^2}},$$

$$\cos \varphi_k = \frac{x_{2k} - x_{1k}}{\sqrt{(x_{2k} - x_{1k})^2 + (z_{2k} - z_{1k})^2}},$$

$$S = \{x_{11}, x_{21}, \dots, x_{1N}, x_{2N}, z_{11}, z_{21}, \dots, z_{1N}, z_{2N}, \mu_1, \dots, \mu_N\} = \{S_m\}, \\ 1 \leq m \leq 5N$$

φ_k - угол наклона отрезка, отсчитываемый от горизонтального уровня с центра в точке.

При $\varphi_k = 0$ пластинка становится горизонтальной, $\cos \varphi_k = 1$, $\sin \varphi_k = 0$ и эффект совпадает с эффектом горизонтальной пластинки, при $\varphi_k = \frac{\pi}{2}$ (угол отсчитывается вниз), пластинка становится вертикальной. Алгоритм и программа РЕСТ статистической регуляризации является модификацией алгоритма и программы ФОН. Отличие состоит в том, что РЕСТ является реализацией первого подхода, которого придерживается В. И. Старостенко, А. И. Непомнящих, А. В. Овчаренко, В. С. Ли, то есть решение проблемы фона в рамках наиболее полной модели, включающей все источники фона и локальных составляющих. Этот подход интересен, хотя с практической точки зрения более целесообразен принцип декомпозиции В.Н. Страхова – разбиение задачи на составляющие и решение отдельных частных задач. Однако и в полной постановке можно получить приемлемые для практики решения и, что важно, сразу и быстрее.

Программа РЕСТ включает ту же систему источников, для нее справедлив тот же вид регуляризованного сглаживающего функционала, так же осуществляется минимизация M^α в цикле по значениям параметра регуляризации α , но исходными значениями являются значения поля U (Δg или Z) на всем интервале задания $[c, d]$, то есть интервал $[e, f]=0$, т.е. $e = f$. В численной реализации это соответствует случаю когда $N1$ – номер конца первого интервала и $N2$ – номер начала второго интервала связаны соотношением $N2=N1+1$.

Опробование программы РЕСТ на моделях показало ее работоспособность и достаточную эффективность. Опробование алгоритмов и программ ФОН-2Б, ФОН-2МК и РЕСТ проведено на модельных примерах [3].

Рассмотрим модельный пример, представленный на рис.2 с $\mu_1=0,03$, $\mu_2=0,10$ и $\mu_3=0,02$. Фоновое поле обусловлено влиянием трех полос, источник локальной аномалии – одной полосой с

$$\mu_\lambda = -0,02 \text{ (в } 10^5 \frac{e}{\text{см}^2} \text{)}.$$

По крыльям кривой $\Delta g(x) = \phi(x) + \Delta g_\lambda(x)$ на интервалах (0,10) и (20,30) по программам ФОН-2Б и ФОН-2МК определились параметры источников фона грубой привязке искомым параметрам и грубом начальном приближении (см. рис. 2).

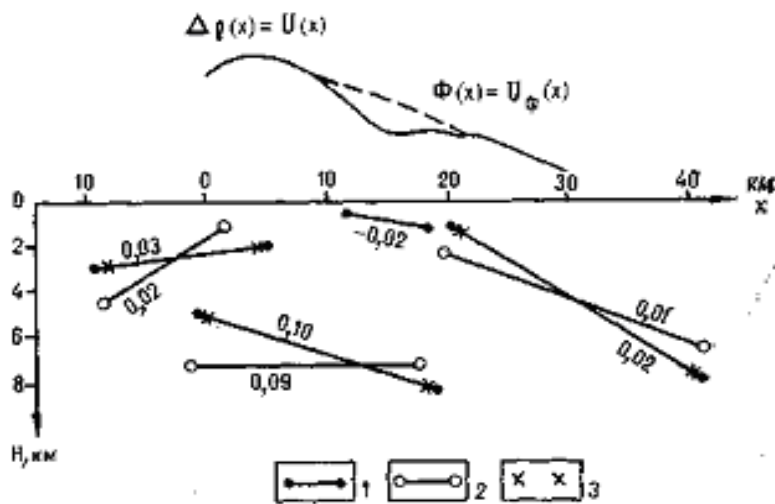


Рис. 2. Модельный пример восстановления системы отрезков по программе РЕСТ.
1 – положение отрезков, 2 – начальные приближения, 3 – восстановленные концы отрезков.

Восстановленные значения (с погрешностью 15% по отношению к точным) параметров источников фона позволяют восстановить фон с погрешностью 1% без погрешности исходных данных и с погрешностью 5% при погрешности исходных данных $\delta = 5\%$.

Как указано выше, при уменьшении интервала $(e) = (10,20)$ к нулю ($e \rightarrow f$) получается модификация программы ФОН-2МК – программа РЕСТ – определения параметров всех источников поля $\Delta g(x)$. В данном случае по этой программе определялись параметры локального источника $\mu_1, x_{1\lambda}, x_{2\lambda}, z_{1\lambda}, z_{2\lambda}$ - 5

параметров при грубой привязке опорных значений и нулевом начальном приближении. В данном случае, при $\delta = 0$ получена средняя погрешность определения источников $\varepsilon_{\mu} = 2,8\%$. ($\varepsilon_{x_1} = 2\%, \varepsilon_{x_2} = 1\%, \varepsilon_{z_1} = \varepsilon_{z_2} = 5\%$) и при $\delta = 5\%$, $\varepsilon = 8\%$.

Компьютерная технология РЕСТ объединяет указанные модификации способов разделения полей, опробована на моделях и практических материалах месторождений нефти и газа Сибири и Дальнего Востока [2-3].

Литература

1. *Цирульский А. В., Никонова Ф. И., Фёдорова Н. В.* Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1980, 80с.
2. *Красиков В. Н., Берёзкин В. М., Филатов В. Г. и др.* Прогнозирование месторождений нефти и газа на основе устойчивой площадной обработки комплекса геофизических данных в Дальневосточном регионе. Преприкт ДВО АН СССР. Южно-Сахалинск, 1988, 122с.
3. *Филатов В.Г., Жбанков Ю.В.* Разделение потенциальных полей на основе метода регуляризации. Изв. АН СССР, Физика Земли, №12, 1987, с. 84-92.

ЛИНЕЙНЫЕ АНАЛИТИЧЕСКИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА S- АППРОКСИМАЦИЙ

И.Э. Степанова

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Большинство процедур трансформаций (аналитическое продолжение в сторону возмущающих масс, пересчет в высшие производные потенциала), обладающих наибольшей разрешающей способностью, являются неустойчивыми.

В настоящее время существует большое количество методов трансформации потенциальных полей, достаточно широко опубликованных в геофизической литературе. Недостатком большинства существующих методов является их неадекватность реальной геофизической практике (неучет нерегулярности и разновысотности гравиметрических сетей и другие идеализации).

Развиваемый в рамках метода интегральных представлений В.Н.Страхова аппроксимационный подход позволяет принципиально по-новому решать ряд вопросов трансформаций потенциальных полей. Автором разработаны алгоритмы и компьютерные технологии нахождения линейных трансформаций потенциальных полей (нахождение пространственного распределения поля и

его производных, разделение полей) на основе S-аппроксимаций, представляющих собой один из вариантов метода линейных интегральных представлений.

Элементы потенциальных полей можно восстановить по формулам:

$$-\frac{\partial V}{\partial x_3}(M) = \int_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} \int_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} \frac{\rho_1(\hat{\xi})x_3 d\hat{\xi}}{[\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + z^2}]^3} + \\ + \int_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} \int_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} \frac{\rho_2(\hat{\xi})(2x_3^2 - (x_1 - \xi_1)^2 - (x_2 - \xi_2)^2) d\hat{\xi}}{[\sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + x_3^2}], \quad M = (x_1, x_2, x_3),$$

где функции $\rho_1(\xi), \rho_2(\xi)$ определяются из решения вариационной задачи с использованием информации о заданных элементах поля, изначально конечной и приближенной. Таким образом, значение произвольного элемента потенциального поля в точке M можно рассматривать как линейный функционал на плотностях $\rho_1(\xi), \rho_2(\xi)$.

Показано, что метод S-аппроксимаций позволяет с высокой точностью (около 1 %) находить аналитическое продолжение вниз гравитационного поля, заданного на реальном полигоне. Поэтому возникает возможность применения разработанных автором программных комплексов для обработки данных аэрогравиметрических наблюдений. Приводятся также результаты опробования компьютерных технологий на модельных и практических геолого-гравиметрических материалах.

СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Г.А. Стогний¹, В.В. Стогний²

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

²Якутский государственный университет, Якутск, Россия

Схемы строения кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы построены главным образом на базе интерпретации магнитного поля [7, 11], интерпретация отдельных характерных черт гравитационного поля дана в схемах, предложенных в [2, 5]. При разработке структуры кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы необходимо учитывать критерии отражения в геофизических полях элементов Анабарского щита, Олёкминского архейского кратона и Станового подвижного пояса Алдано-Станового щита. Исходя из этого обосновывается тектоническое строение кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции (рис.1) как совокупность Накынского (Тюнгского) и Оленёкского архейских кратонов и раннепротерозойских

Анабаро-Ленского и Западно-Анабарского подвижных поясов. Накынский и Оленёкский архейские кратоны, выделенные по мозаичному характеру гравитационного поля, в архее вероятно представляли собой единый Якутский протократон, и лишь сформированная в раннем протерозое транспрессионная структура Анабаро-Ленского подвижного пояса разделила их, причём в центральной части последнего сохранился выступ (блок) Оленёкского кратона.

Для западной части Анабарского щита характерна преимущественная ортогональная система линейности гравитационных аномалий. Данная часть щита рассматривается нами в составе Западно-Алданского подвижного пояса, направление гравитационных аномалий которого меняется к югу на преимущественное северо-северо-западное. Именно с учётом этого предполагается граница Западно-Алданского подвижного пояса с Накынским архейским кратоном. Аналогом Западно-Алданского подвижного пояса является раннедокембрийский Алданский пояс Алдано-Станового щита.

Анабаро-Ленский подвижный пояс включает центральную и восточную части Анабарского щита, что дает возможность детально рассмотреть его структуру. Гравитационное поле Анабаро-Ленского подвижного пояса представляет систему крупных (до 350 км) линейных положительных и отрицательных аномалий амплитудой до 40 мГал северо-западного направления, осложнённых в его центральной части субмеридиональным максимумом. Линейность аномалий в пределах центральной и восточной части Анабарского щита согласуется с простирием пород далдынской и хапчанской серий, а также с Монхоолинской (Котуйкан-Монхоолинской) и Билляхской тектоническими зонами и позволяет их интерполировать для всего Анабаро-Ленского подвижного пояса. Монхоолинская и Билляхская зоны тектонической переработки Анабарского щита проявляются узкими линейными минимумами поля силы тяжести, в пределах которых локальные отрицательные аномалии обусловлены массивами анортозитов. Внутреннее строение Анабаро-Ленского пояса практически сохраняется на всём его простириании. Монхоолинская зона Анабарского щита в нашей интерпретации является южным флангом Анабаро-Ленского подвижного пояса, Билляхская зона соответствует его центральной части, а Малокуонамская зона, полностью перекрытая осадочным чехлом, – северной части. Данные зоны контролируют Далдынский и Хапчанский сегменты подвижного пояса, сложенные преимущественно одноимёнными сериями и выделенные по цепочке линейных гравитационных максимумов. По данным [10] средняя плотность серий увеличивается от верхнеанабарской (2.76 г/см^3) и хапчанской (2.77 г/см^3) к далдынской (2.83 г/см^3), последняя также имеет наиболее высокую магнитную восприимчивость ($250 \cdot 10^{-6}$ СГС). Гравитационное поле северо-западной части подвижного пояса не имеет резко выраженной линейности, ввиду чего граница последнего довольно условна.

В низкочастотной составляющей магнитного поля Анабаро-Ленскому подвижному поясу соответствует Анабарский максимум [9], эпицентр которого приурочен к Анабарскому щиту. В амплитудном спектре магнитного поля Анабарского щита выделяется три составляющие: низкочастотная,

среднечастотная и высокочастотная. Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, оцененные по низкочастотной составляющей магнитного поля, не имеют преимущественного направления, а их среднее значение по разным направлениям оценивается в 38–42 км, что отвечает глубине залегания поверхности Мохоровичича. Среднечастотная составляющая магнитного поля проявляется наиболее устойчиво, вычисленная по ней глубина залегания аномалиеобразующих объектов равна 18 км и, по-видимому, соответствует вертикальной мощности Анабаро-Ленского подвижного пояса. Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, оцененные по высокочастотной составляющей магнитного поля, изменяются в пределах 1.7–2.3 км и не имеют отчетливо выраженного направления. Двумерная автокорреляционная функция аномального магнитного поля Анабарского щита имеет вытянутость в северо-северо-западном направлении, радиусы ее автокорреляции на уровне 0.2 по большой и малой осям вытянутости составляет 44 и 18 км, их отношение равно 2.4. Радиусы автокорреляции по большой и малой осям вытянутости на уровне 0.5 равны соответственно 10 и 7 км при их отношении 1.4, с дальнейшим увеличением радиуса автокорреляции форма ее изолиний приближается к изометричной.

В контурах Накынского архейского кратона расположены Мирнинское, Накынное, Далдынское, Алакит-Мархинское и Верхнемунское кимберлитовые поля с крупными и уникальными месторождениями алмазов. Кимберлитовые поля северной части Якутской алмазоносной провинции локализованы в пределах двух структур: раннепротерозойского Анабаро-Ленского подвижного пояса и Оленёкского архейского кратона. Приуроченность кимберлитовых полей к северо-восточному флангу Анабаро-Ленского подвижного пояса не противоречит «правилу Клиффорда» и может свидетельствовать о транспрессионной природе его структур, тем более что в центральной части данного пояса по геофизическим полям интерпретируется блок Оленёкского кратона.

Анализ низкочастотной составляющей гравитационного поля Северо-Востока Азии [9] позволил авторам предложить модель формирования кимберлитового магматизма Якутской провинции в рамках поля тектонических напряжений литосферы Якутского протократона на глубинах 100–200 км, создаваемых Тунгусским (Сибирским) и Верхоянским палеоплюмами, локализованными соответственно в пределах Тунгусского и Верхоянского геоблоков (рис. 2). Возможность формирования кимберлитового магматизма под влиянием «горячей точки» либо плюма рассматривается в ряде работ [1, 12 и др.], однако мантийное термальное воздействие плюма вызывает деструкцию литосферы, в том числе и алмазодержащей. Алмазодержащие породы выносятся с глубин более 150 км, то есть в механизме формирования кимберлитовых провинций основополагающим является внутримантийный фактор, обеспечивающий быстрый подъем алмазодержащего субстрата к поверхности.

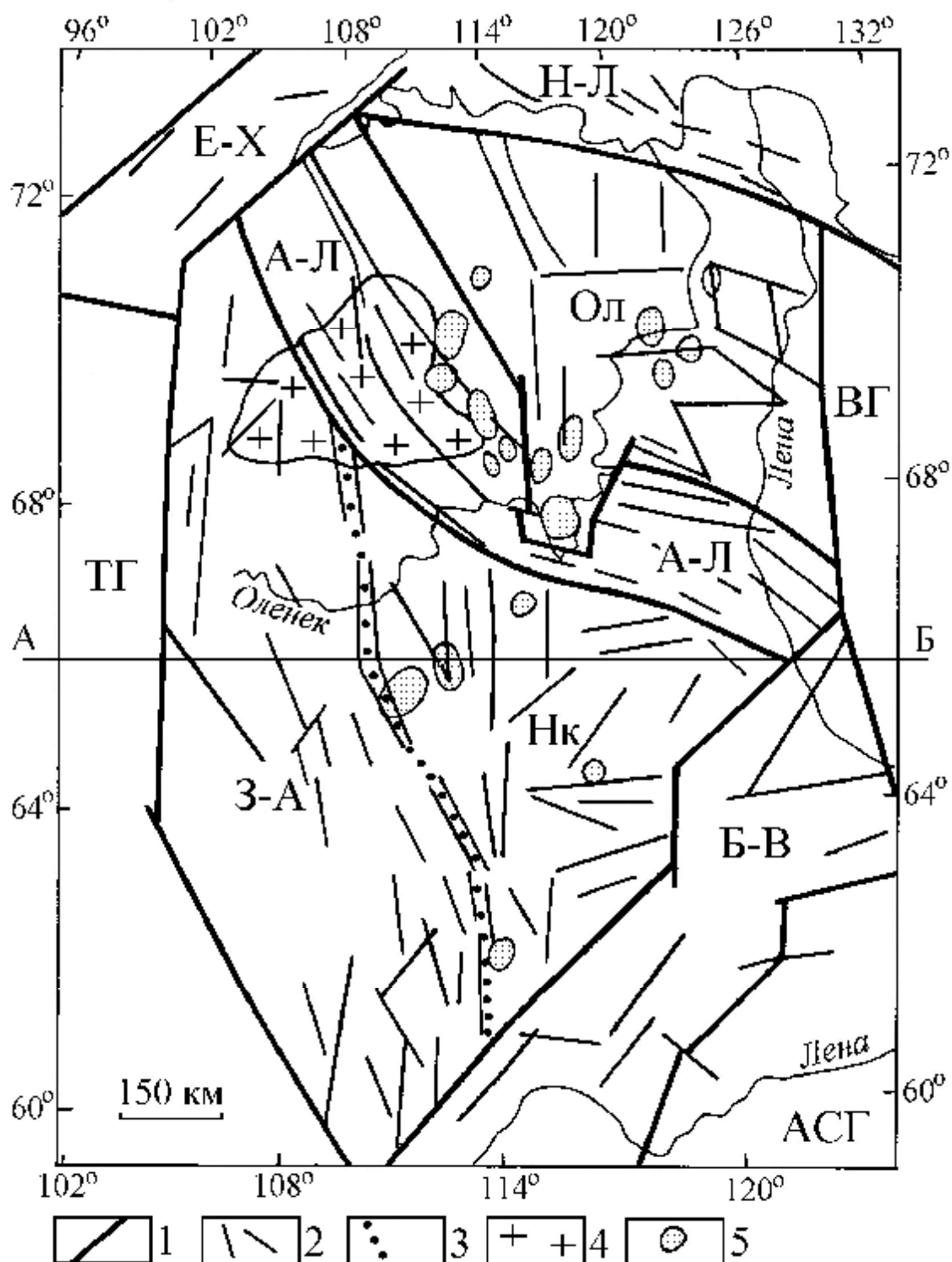


Рис. 1. Схема кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции
 1 – границы тектонических структур; 2 – линеаменты (оси и градиенты) гравитационных аномалий; 3 – зона тектонических нарушений, выделенная по линейным гравитационным аномалиям; 4 – выходы раннедокембрийских пород Анабарского щита; 5 – кимберлитовые поля. Архейские кратоны: Накынский (Нк) и Оленекский (Ол). Подвижные пояса: раннепротерозойские Анабаро-Ленский (А-Л) и Западно-Анабарский (З-А); позднепротерозойские Байкало-Вилуйский (Б-В), Енисей-Хатангский (Е-Х) и Нижне-Ленский (Н-Л). Геоблоки: Алдано-Становой (АСГ), Верхоянский (ВГ) и Тунгусский (ТГ). Линия профиля АБ соответствует рис. 2.

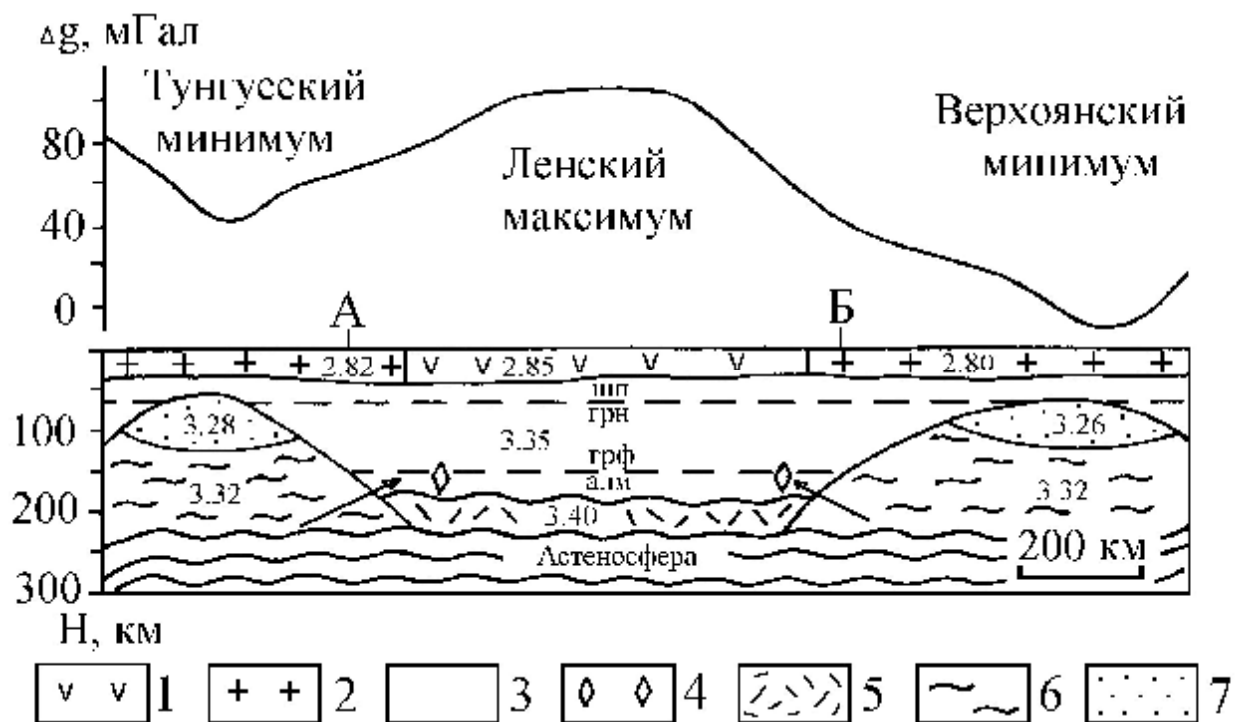


Рис. 2. Принципиальная геолого-геофизическая модель формирования Якутской кимберлитовой провинции (с использованием материалов Е.Е. Лазько, М.Ф. Родена [3] по разрезу верхней мантии в районе трубки Мир)

1–2 – кристаллический фундамент: 1 – Ленского геоблока, 2 – Тунгусского и Верхоянского геоблоков; 3 – неизменная верхняя мантия; 4 – алмазосодержащий слой верхней мантии; 5 – термальный пограничный слой; 6 – термически активная и флюидонасыщенная верхняя мантия (палеоплюм); 7 – астенولينза верхней мантии. Пунктир – фазовые переходы шпинель-гранат (шп-грн) и графит-алмаз (грф-алм). Цифрами на разрезе обозначены плотности в г/см^3 . Положение разреза АБ на рис. 1. Стрелки – направления термического и изобарического воздействия палеоплюмов

Верхоянский верхнемантийный плюм выделен исходя из особенностей геофизических полей Верхояно-Колымской орогенной области, в их числе региональный гравитационный минимум амплитудой более 120 мГал и размером в поперечнике около 1200 км, повышенный тепловой поток ($50\text{--}100 \text{ мВт/м}^2$) и высокая сейсмическая активность [8]. Природа Верхоянского плюма может трактоваться с нескольких позиций. Он мог быть унаследован от палеоплюма, маркёром которого по-видимому является Верхоянская трапповая провинция [4]. Проявления вулканизма в пределах Верхояно-Колымской орогенной области наиболее интенсивными были в раннем кембрии, среднем-позднем девоне и раннем карбоне, при этом для базальтов характерно повышенное содержание калия при стабильных значениях индекса фракционирования и по этому параметру они аналогичны базальтам траппов западной части Сибирской платформы [6].

По нашему мнению, синхронное развитие Тунгусского и Верхоянского палеоплюмов, разделенных литосферой Якутского протократона, могло создать в среднем палеозое геодинамическую обстановку, способствующую

кимберлитообразованию. К основным факторам такого процесса, по-видимому, можно отнести следующие: создание бокового давления в процессе развития плюмов; перестройка верхней мантии с формированием утолщения литосферы в межплюмовом пространстве (килевой части литосферы Якутского протократона); создание избыточного давления при интерференции волн, вызванных плюмами, достаточном для формирования сдвиговых мантийных дислокаций, приведших к образованию протрузий кимберлитов с захватом субстрата алмазоносных горизонтов нижней литосферы (150–200 км). В среднем мезозое (160–190 млн лет) обстановка геодинамического сжатия могла повториться, однако более высокий уровень формирования избыточного давления (100–150 км), выше уровня алмазоносных горизонтов нижней литосферы, привел к формированию слабо алмазоносных кимберлитов (Куойское, Молодинское и др. поля).

Литература

1. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и восточной части Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник ВГУ. Серия геологическая. Воронеж, 2000. №3. С. 37–55.
2. *Зинчук Н.Н., Дукарт Ю.А., Борис Е.И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Изд-во «Сибтехнорезерв», 2004. 166 с.
3. *Лазько Е.Е., Роден М.Ф.* Гранатовые перидотиты и пироксениты в субконтинентальной литосфере центральной части Сибирского кратона (Ксенолиты из трубки Мир) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: ВГУ, 2003. С. 307–318.
4. *Макаренко Г.Ф.* Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993. 280 с.
5. *Мишин В.М., Гриненко В.С.* Геораздел Атлантика-Пацифик: главный тренд промышленно-алмазоносных таксонов большой линейной протяженности // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 132–149.
6. *Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П.* Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 50–54.
7. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
8. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 41–44.
9. *Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П.* Гравитационное и магнитное поля Якутии // Геофизика. 2000. № 2. С. 48–51.
10. Строение земной коры Анабарского щита / *О.М. Розен, А.Н. Вишневский, М.З. Глуховский* и др. М.: Наука, 1986. 198 с.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
12. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Giant radiation dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces:

continental oceanic and planetary volcanism. *Am. Union Geophys. Monogr.* 100. 1997.
P. 297–333.