

СОПРЯЖЕНИЕ МАГНИТОГОРСКОЙ И ВОСТОЧНО - УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОН (ГЕОПОЛЯ И МИНЕРАГЕНИЯ)

С.В. Бушарина, А.М. Виноградов - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Сопряжение Магнитогорской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазон отчетливо прослеживается в распределении литофизических неоднородностей, отражаемых в геополях (гравитационных, магнитных, электрических и геохимических). От границ с Казахстаном до широты г. Магнитогорска (400 км) оно фиксируется гравитационной ступенью, обозначая смену в интервале глубин 7 – 15 км, плотных базитовых (2.80 ± 0.10 г/см²) образований на западе на менее плотные метаморфические (2.67 ± 0.10 г/см²) образования на востоке. При этом на фоне ступени отчетливо коррелируются две полосы относительных понижений полей силы тяжести, которые связаны с системой грабеновых структур, выполненных нижне-каменноугольными отложениями (2.65 ± 0.05 г/см²) вдоль Джусино-Акжарского и Джарлинского региональных разломов. Полоса повышенных полей между ними трассирует пояс вулканно-плутонических комплексов вдоль Теренсайского глубинного разлома [1]. Осложняют, а порой прерывают эти полосы, интенсивные понижения поля силы тяжести, заходящие с востока и связанные с позднепалеозойскими гранитоидными (2.60 ± 0.05 г/см²) массивами [2]. Таким образом, соотношения составляющих полей силы тяжести уверенно согласуются с составом и пространственным положением основных литоплотностных неоднородностей и раскрывают относительный возраст этих образований (рис. 1, А).

В меньшей степени с отмеченными выше литотипами территории связаны магнитные поля. Области относительно пониженных значений характерны здесь для гранитоидных позднепалеозойских образований и осадочных отложений в грабеновых структурах. Наиболее интенсивные аномалии отвечают вытянутым вдоль разрывных нарушений интрузиям гипербазитов. Над вулканно-плутоническими комплексами наблюдается разнообразная сложная мозаика знакопеременных полей, порой фиксирующая центры и кальдерные зоны отдельных палеовулканических построек (рис. 1, Г). Наиболее разнообразно построены магнитные поля древних метаморфических образований, корреляция которых с их составом и структурой трудно распознаваема.

Территория в свое время была закрыта равномерной (4x1 км) сетью ВЭЗ с разносами АВ до 4 км. Примечательны данные по электрическим сопротивлениям каменноугольных осадочных отложений. Так между Адамовским и Суундукским гранитоидными массивами и параллельно им выявлены полосы с необычно низкими значениями электрических сопротивлений, связанные с графитизацией пород (рис. 1, В). Каждый из главных литофизических комплексов имеет характерную для него минерагеническую специализацию. Область их сопряжения носит переходный характер с наложенными минерагеническими характеристиками. В свете обозначенного описываются традиционные для Урала колчеданные месторождения [3] и нетрадиционные - месторождения токодисперсного золота [4, 5].

Теренсайская рудоносная зона (рис. 1, А), в пределах сопряжения объединяет, Джусинское, Барсучий лог, Зимнее, Летнее, Осеннее, Левобережное, Весеннее-Аралчинское колчеданные месторождения. Каждый из объектов своеобразен. Объединяет месторождения их расположение в пределах центральной аномальной полосы. Вдоль неё по геофизическим данным выделен набор рудовмещающих структур – рудные зоны, рудные узлы и рудно-вулканические центры, известные и прогнозные рудные поля. Все перечисленные месторождения выявлены при проверке геофизических аномалий [3, 6].

В геологической истории рассматриваемого региона выделяется несколько ключевых событий, определивших формирование здесь, так называемого, нетрадиционного типа проявлений тонкодисперсного золота [5].

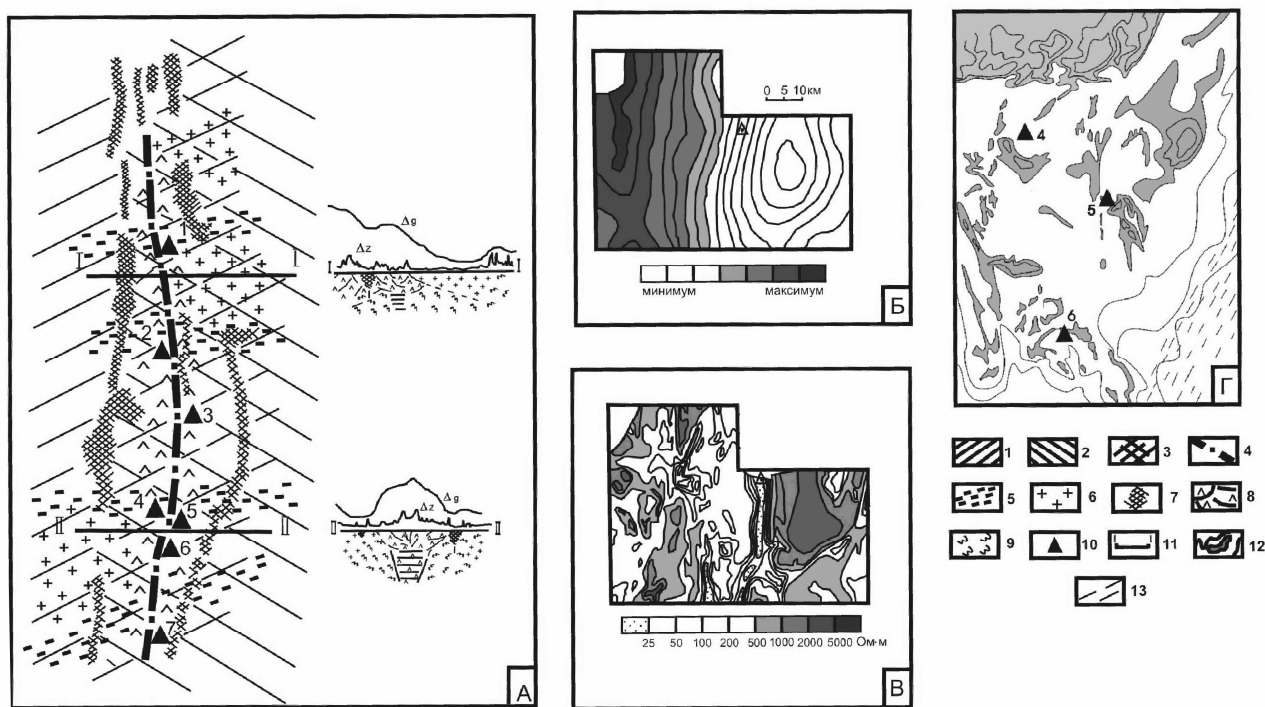


Рис. 1. Структурно-тектоническое положение и элементы строения Теренсайской рудоносной зоны (А), фрагменты схем регионального фона поля силы тяжести (Б) и план (В) кажущихся сопротивлений (СЭП, АВ = 2000 м) сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон; схема магнитных полей (Г) в районе Джаилганского рудно-вулканического центра: 1 – Магнитогорская мегазона; 2 – Восточно-Уральская мегазона; 3 – сопряжение мегазон; 4 – осевая часть Теренсайского глубинного разлома; 5 – секущие тектонические дислокации; 6 – позднепалеозойские гранитоиды ($\sigma = 2.60 \pm 0.05 \text{ г/см}^3$); 7 – грабеновые системы, выполненные осадочными отложениями карбона ($\sigma = 2.65 \pm 0.05 \text{ г/см}^3$), вдоль региональных разломов; 8 – базитовые вулканоплутонические комплексы ($\sigma = 2.82 \pm 0.10 \text{ г/см}^3$) раннего-среднего палеозоя и квазисрединный клин, выполненный базитами; 9 – докембрийские метаморфические комплексы ($\sigma = 2.67 \pm 0.10 \text{ г/см}^3$); 10 – колчеданные месторождения (1 - Джусинское, 2 – Барсучий лог, 3 – Зимнее, 4 – Летнее, 5 – Осеннее, 6 – Левобережное, 7 – Весеннее); 11 – положение схематических разрезов с кривыми аномалий силы тяжести (Δg) и магнитного поля (ΔZ); 12 – распределение изодинам магнитного поля с участками повышенных значений; 13 – область особо повышенных градиентов силы тяжести

Во-первых – это образование в позднем карбоне полос графитизации в результате процессов регионального метаморфизма. Во-вторых – заложение в позднем палеозое гранитоидных массивов и, наконец, процессы гипергенеза, определившие формирование в триасе кор выветривания. Продукты этих явлений пространственно откартированы по геофизическим данным. Перечисленные данные увязаны в возможную схему формирования проявлений тонкодисперсного золота и позволяют наметить критерии прогнозирования и поисков перспективных структур. Это сделано на основе теоретических разработок в области электрохимии магматических и метаморфических процессов, ведущий фактор при этом имеют палеоэлектрические поля [7]. Так внедрение в позднем палеозое гранитоидных массивов явилось грандиозным источником тепловой и электрохимической энергии. Грабенообразные структуры с высоко-проводящими графитистыми образованиями, контактирующие с формирующимися гранитоидными массивами, определили наличие в пределах сопряжения мегазон длительно функционирующие (порядка 30 - 50 млн лет) природные электрические цепи. Естественные электрические потоки, протекавшие в графитизированных породах формировали направление миграции заряженных компонентов подземных вод и, в частности, находившегося в растворенном виде золота, основным источником которого могли служить, например, интрузии

гипербазитов. Заряженные частицы золота, с одной стороны, постепенно скапливались на локальных непроводящих неоднородностях (природных конденсаторах), которыми осложнена природная электрическая цепь, с другой стороны – осаждались в электродных областях. По мере наложения экзогенных электрохимических процессов, частицы золота из участков с аномальной концентрацией перемещались в кору выветривания, а в профиле коры выветривания формировались зоны вторичного обогащения, достигающие промышленного уровня. Таким образом, определились геофизические критерии выявления участков локализации оруденения, которые в сочетании с данными литохимии положены в основу макета карты прогнозов выявления месторождений тонкодисперсного золота в Айдырлинском рудном районе сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Литература

1. *Виноградов А.М., Ярош А.Я.* Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры // Разведочная геофизика. Вып. 83. Свердловск, 1972, с. 8 - 25. (Труды Свердловского горного ин-та).
2. *Виноградов А.М.* Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным) // Советская геология, 1971. № 11, с. 135 - 138.
3. *Виноградов А.М.* Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 184 с.
4. *Виноградов А.М., Бушарина С.В., Коровин А.П., Любченко Ю.В.* Положение Кировской группы золоторудных проявлений в геополях и структурах сопряжения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон // Тезисы докладов Всеуральского металлогенического совещания. Екатеринбург, 2000, с. 38 - 40.
5. *Баранников А. Г., Бушарина С. В., Виноградов А. М.* Кировское месторождение – новый тип золотого оруденения на Южном Урале // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер. Геология и геофизика, 2002. Вып. 15, с. 83 - 90.
6. Первооткрыватели отечественных месторождений // Отечественная геология, 2002. № 5-6, с. 63 - 92.
7. *Хайретдинов И.А.* Основы электрогеохимии магматических и метаморфических процессов М.: Наука, 1990. 220 с.

ТЕХНОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ ПРИ ВЫСОКОТОЧНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ

С.Г. Бычков - Горный институт УрО РАН, Пермь

Одним из основных факторов, сдерживающих решение задачи вычисления аномалий силы тяжести с истинной плотностью промежуточного слоя, является ограниченный объем информации о физических свойствах верхней части разреза. Поскольку аппроксимация промежуточного слоя однородной плоскопараллельной горизонтальной пластиной не отвечает геологическим условиям, а построение детальной геолого-плотностной модели верхней части разреза с необходимой точностью невозможно, нам представляется, что следует отказаться от введения данной поправки, оставив ее только для создания государственных гравиметрических карт, а при интерпретации аномалий процедуру учета влияния ВЧР включать в процесс решения обратной задачи [1]. В качестве априорной информации о плотностях пород верхней части разреза необходимо использовать плотности, полученные по геологическим и другим геофизическим данным, корректируя их в процессе интерпретации. Исходными гравиметрическими данными могут являться значения аномалий Буге, вычисленные при постоянной (средней для изучаемой площади) плотности промежуточного слоя, а переменную плотность вычислять как аномальную относительно средней.

Рассмотрим пример такой интерпретации на одной из площадей гравиметрической съемки, выполненной на востоке Пермского края, к югу от известного нефтяного месторождения, на котором одна из залежей связана с нижнепермскими карбонатами.

Сейсморазведочные работы 2D проводились здесь в 1982 – 1983 гг. по редкой сети профилей, структурно-поисковые и разведочные скважины по площади расположены весьма неравномерно, в некоторых скважинах имеется сейсмокаротаж и микросейсмокаротаж, выполненный для изучения зоны малых скоростей при проведении сейсморазведочных работ.

Площадные гравиметрические работы масштаба 1:25000 проведены в 2002 году по сети 500x100 м гравиметрами Autograv CG-3M (SCINTREX) с привязкой пунктов наблюдений системой GPS Trimble 4700. Погрешность определения значений аномалии силы тяжести, включающая погрешности определения наблюдаемых значений силы тяжести, планового положения, высот пунктов наблюдения и вычисления поправок за влияние рельефа составила - ± 0.042 мГал. Полученная карта аномалий силы тяжести в редукции Буге при постоянной плотности промежуточного слоя 2.40 г/см^3 приведена на рис. 1а. В результате интерпретации гравиметрических данных выявлены аномалии силы тяжести, отождествляемые с нижнепермскими рифами, и рекомендовано провести их детализацию площадной сейсморазведкой с целью определения конкретных точек для постановки бурения. Сейсморазведочные работы 3D проведены здесь в 2004 г.

Как видно из анализа гравитационного поля (рис. 1а), отмечается слабое соответствие положительных аномалий силы тяжести имеющимся сейсмическим и скважинным данным о расположении нижнепермских рифов. Интенсивная положительная аномалия в северной части площади имеет субширотное простирание и, хотя в целом совпадает с искомым объектом, на вершине рифа имеется относительное понижение поля. Более интенсивные положительные аномалии находятся западнее и восточнее.

Интерпретация гравиметрических материалов с целью подавления влияния неоднородностей верхней части разреза проводилось в следующей последовательности:

1. По гравиметрическим данным, используя известный метод Неттлетона [2], определена средняя плотность промежуточного слоя на данной площади, составляющая примерно 2.40 г/см^3 . Относительно этой плотности производились дальнейшие вычисления.

2. По имеющейся структурной карте отражающего горизонта Ак, приуроченного к кровле карбонатных отложений артинского яруса, решена прямая задача, и полученный эффект вычтен из исходного гравитационного поля в редукции Буге при постоянной плотности промежуточного слоя.

3. Используя скорости продольных волн, определенные по сейсмокаротажным данным, путем пересчета по существующим эмпирическим зависимостям [2] вычислены плотности пород ВЧР. Полученное поле и плотности пород явились исходными данными для решения линейной обратной задачи гравиметрии относительно плотности промежуточного слоя.

4. Линейная обратная задача решалась путем подбора плотности в слое, ограниченном сверху рельефом местности, снизу – уровнем моря. Аппроксимация слоя осуществлена набором прямоугольных параллелепипедов. Подбор осуществлялся в точках, расположенных на поверхности земли, методом локальных поправок [3].

5. Используя вычисленные плотности, решена прямая задача для слоя переменной мощности и плотности. Очевидно, что при таком подходе уточняется и поправка за влияние рельефа в ближней зоне (в пределах площади съемки), ранее вычисленная с постоянной плотностью. Полученный эффект вычтен из аномалий силы тяжести при постоянной плотности промежуточного слоя 2.40 г/см^3 . Результирующая карта представлена на рис. 1б и совмещена с картой изогипс карбонатных отложений артинского яруса, построенной в 2004 г. по данным сейсморазведки 3D.

Как видно из сопоставления карт аномалий Буге, вычисленных при постоянной и переменной плотностях промежуточного слоя, изменения конфигурации изолиний поля

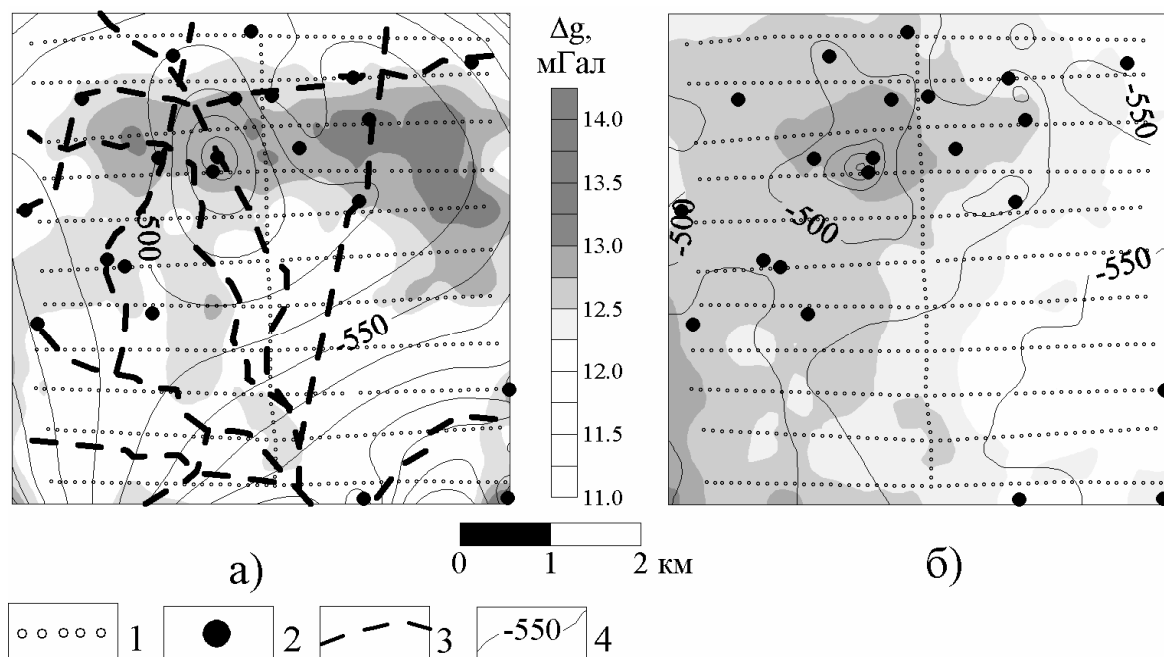


Рис. 1. Аномалии силы тяжести в редукции Буге при постоянной (а) и переменной (б) плотности промежуточного слоя. Условные обозначения: 1 – пункты гравиметрических наблюдений, 2 – скважины, 3 – профили сейсморазведки 2D, 4 – изогипсы отражающего горизонта Ак, приуроченного к кровле карбонатных отложений артинского яруса по данным сейсморазведки 2D (а) и 3D (б)

весьма существенны. Область положительных аномалий теперь находится на западе площади и соответствует общему подъему кровли карбонатов, местоположение наиболее интенсивной положительной гравитационной аномалии соответствует нижнепермскому рифу, конфигурация которого существенно изменилась по данным сейсморазведки 3D, восточнее основного рифа выделяются малоамплитудные аномалии гравитационного поля, соответствующие рифам небольшой амплитуды.

Таким образом, задача учета влияния плотностных и структурных неоднородностей верхней части разреза может быть в той или иной степени решена при наличии априорной информации. Использование плотности пород, полученных по геологическим и другим геофизическим данным, и корректировка их в процессе интерпретации позволяет успешно решать поставленную задачу. Учет влияния плотностных и структурных неоднородностей верхней части разреза следует рассматривать как поправку в аномалии Буге за переменную плотность промежуточного слоя, аналогичную поправке за влияние рельефа.

Литература

1. Бычков С.Г. Определение поправок за влияние верхней части разреза при гравиметрических исследованиях на нефть и газ // Геофизика, 2007. №1, с. 56 - 58.
2. Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовою, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.
3. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Физика Земли, 1986. № 1, с. 67 - 77.

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В НЕФТЕНАСЫЩЕННОМ ПЛАСТЕ МЕТОДОМ СИНГУЛЯРНОГО РАЗЛОЖЕНИЯ

Г.В. Иголкина, В.В. Дрягин, А.В. Яцун, Д.Б. Иванов -
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Использование статистических характеристик сейсмоакустической эмиссии (САЭ) залежи углеводородов, вызванной воздействием на нее энергией упругих колебаний большой

мощности, лежит в основе метода поиска месторождений нефти и успешного их применения на практике.

Сейсмоакустическая эмиссия нефтяного пласта несет информацию о вещественном составе насыщающего его флюида. Спектральная плотность энергии однозначно связана с наличием в пласте углеводородов. В статистическом определении она связана с их количеством, фазовым состоянием и соотношением с количеством воды в поровом пространстве пласта (рис. 1) [1, 2].

Однако проявление энергии вызванной акустической эмиссии носит динамический характер, изменяющийся во времени и отражающий переходные процессы в нефтяном пласте под действием возмущающих факторов, каковыми являются виброволновое и акустическое воздействие. Поэтому, применение только спектрального анализа сигналов акустической эмиссии не достаточно для отображения переходного процесса при нарушении баланса сил, действующих на границе раздела жидкостей в поровом пространстве [3].

Поиск системы количественного анализа динамических процессов, происходящих в насыщенной пористой среде при акустическом воздействии на нее, показал возможность ис-

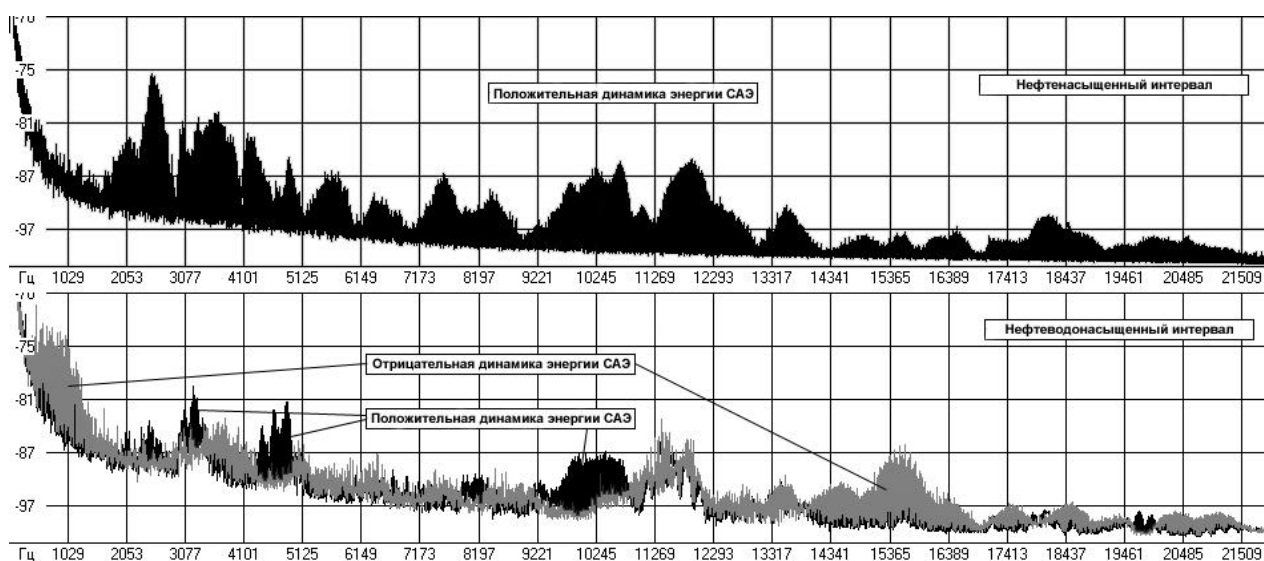


Рис. 1. Спектры сигналов САЭ до и после акустического воздействия в нефтенасыщенном и нефте-водонасыщенном интервалах

пользования свойств фрактального броуновского движения для анализа временного ряда сигнала сейсмоакустической энергии и сопоставления их со структурой и свойствами порового пространства.

Фрактальные свойства сигналов САЭ, как фоновые до воздействия, так и после воздействия, оказались достаточно четко выраженными в результате вычисления автокорреляционной функции приращений сигнала во времени. Вызванная сейсмоакустическая эмиссия во времени соответствует непрерывному гауссовскому процессу: $X = (X_t)_{t>0}$, обладающему свойствами фрактального броуновского движения с показателем Харста (H) и дисперсией $DX_t = t^{2H}$ $0 < H < 1$.

Изменение индекса Харста, вычисленного по сигналу САЭ до и после акустического воздействия, показало его связь с изменением структуры насыщенного порового пространства, которая связана с изменением фазового равновесия системы: вода - нефть - газ.

В качестве критерия связывающего динамику сигнала САЭ во время воздействия на нефть - газовую залежь предлагается использовать индекс Харста и его изменение, которое отражает направление процесса изменения фильтрационно-емкостных свойств насыщенной пористой среды. После акустического воздействия значения индекса Харста в этой точке продуктивного пласта изменились на 30%. Очевидно эти изменения связаны с изменением

структуры порового пространства в отношении баланса жидкой и газовой фазы после воздействия.

Прослеживание этих изменений производилось путем регистрации сигнала САЭ во время исследований скважины стандартными методами ГИС при решении задачи: состав – приток при депрессии на пласт. Одновременно с этими исследованиями проводилось акустическое воздействие на выбранный интервал перфорации скважины: 2063 – 2065 м с целью восстановления его проницаемости. Акустической обработке подвергались три точки пласта в течение 10 минут, по шесть раз каждая с последующей записью сигнала САЭ в течение 20 секунд. Изменения регистрируемой энергии САЭ в процессе акустического воздействия на весь пласт сопоставлялись с результатами измерения дебита скважины, которые проводились в процессе ГИС и испытания скважины. Так после воздействия коэффициент восстановления уровня в скважине после акустического воздействия увеличился с 4 до 20 м/час, что равносильно кратному увеличению дебита за счет увеличения проницаемости прискважинного пространства пласта. Динамика сигнала САЭ носит затухающий характер, отражающий процесс релаксации запасенной энергии и уменьшения депрессии на пласт. Показатель индекса Харста при этом изменяется и служит статистической характеристикой, адекватно связанной с состоянием порового пространства и текущей его насыщенностью. Однако этот показатель не отражает переходных процессов в поровом пространстве связанных с происхождением вызванной сейсмоакустической эмиссии.

В работах академика Алексеева А.С. [3] отмечается факт надежно установленной геофизической закономерности вторичного излучения сейсмической энергии на «доминантных частотах» залежи нефти и длительности протекания процессов его становления и релаксации. Делается вывод о том, что развитие резонансных колебаний в трещиновато-блочных пластах с амплитудами несколько нанометров, но весьма продолжительными по времени, создают условия для генерации в пластах ультразвуковых волн, которые способны разрушать загустевшие нефтяные пленки в трещинах коллектора. Это обстоятельство и служит технологическим эффектом увеличения нефтеотдачи пласта. В этой работе [3] указывается на измерения сигналов сейсмоакустической эмиссии в скважинах на глубине залегания нефтяных пластов во время работы наземных вибраторов. Анализ спектрального состава этих сигналов показал возникновение и усиление высокочастотной составляющей эмиссии в диапазоне (2 - 3) и (10 - 11) кГц.

Нами были получены аналогичные результаты при акустическом воздействии на призабойную зону продуктивных пластов с целью восстановления ее проницаемости. Анализ спектрального состава показал наличие широкого спектра частот в сигнале вызванной сейсмоакустической эмиссии после акустического воздействия на пласт. Однако спектральный анализ не дает представления о динамике происходящих в пласте процессов и, соответственно, не позволяет получить данные для моделирования переходных физических процессов в пласте под действием волнового воздействия.

Для решения этой задачи был применен метод анализа временных рядов путем спектрально-сингулярного разложения на периодические составляющие и восстановления функций временного ряда по отдельным главным компонентам. Суть метода состоит в преобразовании одномерного ряда в многомерный, исследовании полученной многомерной траектории методом главных компонент и последующем восстановлении многомерного ряда. При этом часто оказывается возможным выделить отдельные слагаемые исходного ряда, такие как медленный тренд общего вида и случайные вариации. Первым этапом является разложение - процедура вложения переводит исходный временной ряд в последовательность многомерных векторов. Затем, происходит сингулярное разложение траекторной матрицы ряда.

Для примера анализа спектрально-сингулярным методом, были взяты исходные данные записи сигналов сейсмоакустической эмиссии на скважине №329 Кальчинского месторождения. Сингулярное разложение осуществлялось при помощи программы «CaterpillarSSA 3.3».

Расчет проводился следующим образом. Были отобраны фоновые записи и записи после воздействия одинаковой длины – 1024 отсчета. Длина окна была принята равной 200. Для каждой записи проводилось сингулярное разложение, результатом которого являлись графики собственных чисел в процентах и графики собственных функций. Для каждой компоненты определялась ее доминантная частота и процентный вклад в общий сигнал. Анализ результатов разложения показал, что основными частотами для фоновых записей являются низкие частоты (первые сотни герц), и процентный разброс среди компонент является очень сильным. Наибольший вклад вносит первая низкочастотная компонента. Ее величина составляет порядка 80 - 95 % от общего сигнала. Отмечается наличие в фоновых записях и средних частот (порядка 2.5 кГц), однако их процентный вклад составляет десятые доли.

После проведения акустического воздействия происходит резкое изменение распределения частот в сигнале и их процентного вклада. Низкочастотная составляющая на порядок уменьшается, возрастает процентный вклад средних частот до 50 - 60 %, и появляются высокочастотные компоненты (порядка 10 кГц) до 5 - 10 %, отсутствовавшие в фоновых записях.

Для детального рассмотрения выделенных компонент производилось восстановление временных рядов и сопоставление суммарного вклада этих составляющих с геофизическими данными стандартного каротажа ГК и НКТ, с общим изменением спектральной плотности энергии сигнала сейсмоакустической энергии и с коэффициентом проницаемости $K_{пр}$ исследуемого интервала. После проведения акустического воздействия, характер поведения выделенных главных компонент частот изменяется. Динамика с главных компонент 2.5 и 10 кГц по глубине совпадает с динамикой спектральной плотности энергии САЭ и с проницаемостью пластов. В тоже время, величина вклада этих компонент в общий уровень сигнала возрастает на порядок, а форма их носит явно выраженный волновой характер. Высокочастотные компоненты так же ведут себя модулировано. При сопоставлении графиков исходной записи сигналов САЭ после воздействия и восстановленных компонент 2.5 и 10 кГц видно, что зарождение процесса начинается ранее, чем появление импульса сигнала на исходной записи.

Таким образом, процессы переноса и преобразования энергии в многокомпонентной и гетерофазной пористой геологической среде сопровождаются сейсмоакустической волновой эмиссией. Анализ динамических свойств, которой может служить источником информации о нелинейных свойствах такой среды, о ее вещественном составе и о протекающих в ней механических, геохимических и электромагнитных процессах, возможен благодаря распространению этих волн и их регистрации удаленными сенсорами [2]. Исследование связи фрактальных свойств среды и регистрируемых сигналов эмиссионного характера представляется весьма важным для описания структуры насыщенного порового пространства и его изменений под действием физического воздействия на него различными способами [2, 5]. Выделение главных гармонических компонент в сигнале САЭ после акустического воздействия, оценка их энергетического вклада и волновых свойств позволит получить экспериментальные данные для построения моделей физических процессов, происходящих в трещиновато-пористом пространстве под действием волнового и акустического поля. Эти данные помогут определить зависимости фильтрационно-емкостных свойств насыщенной пористой среды и выбрать оптимальные режимы воздействия на него с целью повышения нефтеотдачи месторождения.

Литература

1. Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Рок В.Е. Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии // Акустический журнал, 2005. Т. 51. Выпуск «Геоакустика», с. 66 - 73.
2. Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Чертенков М.В., Сравнительные испытания метода каротажа сейсмоакустической эмиссии для определения насыщенности коллек-

торов // Геоинформатика, 2004. № 4 (12).

3. Алексеев А.С., Белоносов В.С., Сказка В.В. Физико-математические модели волновых технологий повышения извлекаемости нефти и интенсификации нефтедобычи: Резюме по Интеграционным Проектам СО РАН № 71 (2000 - 2002 гг.). № 102 (2003 - 2005 гг.).

4. Дрягин В.В., Иванов Д.Б., Рок В.Е. Оценка фрактальных свойств вызванной сейсмоакустической эмиссии в скважине // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург: УрО РАН, 2006, с. 87 - 89.

О СООТВЕТСТВИИ КАПИЛЛЯРНЫХ МОДЕЛЕЙ, ПРИМЕНЯЕМЫХ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС

И.И. Манзин - Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Петрофизические коэффициенты, характеризующие пористость (K_n), проницаемость (K_{np}) и относительное сопротивление (P_n) реальных сред, для которых диаметр пор (капилляров) распределен в соответствии с некоторой функцией $f(b)$, можно вычислять на основе упрощенной модели условно однородной среды с постоянным диаметром трубок фильтрации b_m .

Для нахождения сопоставительных характеристик моделей использованы интегральные выражения, полученные для модифицированного варианта капиллярно-решетчатой (стохастической) модели В.А. Мурцовкина с гамма-функцией распределения b , хорошо зарекомендовавшей себя при обработке данных ядерно-магнитного каротажа. По ним определены значения петрофизических коэффициентов применительно к стохастической модели со средним значением диаметра капилляров $b_0 = 10$ мкм при различной дисперсии

$$D = b_0^2 / p$$

в распределениях b , характеризующиеся параметром p величиной от 1 до 15.

Результат вычислений предоставляется в виде таблицы.

Для каждого из петрофизических коэффициентов установлено отношение b_T/b_0 , имеющее универсальное значение для каждого параметра p при любом диаметре.

Величины K_n и P_n не зависят от b_0 и определяются только формулой распределения, фактически параметром p .

Принято, что размер элементарной кубической ячейки размером a , на которые разбивается объем среды, одинаков для каждой из моделей. Одинакова и структура порового пространства ячейки, образуемая тремя ортогонально пересекающимися капиллярами постоянного диаметра b_m (для однородной среды) и переменного диаметра b (для неоднородной среды).

Установлено, что теоретическое отношение $b_T/b_0 = \varphi(K_n, p)$ практически равно 1. Это означает возможность вычислять пористость неоднородной среды по элементарной формуле

$$K_n = (3\pi b_T^2 a - 7b_T^3) / 4a^3,$$

справедливой для однородной среды, полагая $b_m = b_0$, причем размер ячейки должен быть таким же как и в стохастической модели: $a = 4b_0 / \sqrt[3]{p}$.

При вычислении P_n по простой формуле:

$$P_n = \frac{4a^2}{\pi b_T^2}$$

необходимо воспользоваться установленным соотношением $b_T/b_0 = 8 / (\sqrt{\pi P_n} \sqrt[3]{p})$, которое всегда меньше 1, снижается при уменьшении p от 1 до 0.785.

Величина проницаемости может быть вычислена по известной формуле Козени-Кармана $K_{np} = b_T^2 / (73,6 P_n)$, в которой гидравлическая извилистость обоснованно принята равной 2.3, а b_m соответствует значению, найденному для выражения P_n .

Приводится пример определения петрофизических коэффициентов с помощью упро-

щенной модели. При условии: $b_0 = 8$ мкм и $p = 2$, были определены: $K_n = 0.182$, $P_n = 17.9$, $K_{np} = 0.035$. Это точно соответствует данным, полученным по интегральным формулам для стохастической модели.

Применение упрощенной модели особенно полезно в случае сложного (полимодального) распределения размеров пор, присущего среде, представленной несколькими статистическими однородными совокупностями компонентов горной породы, с которыми приходится сталкиваться при исследовании реальных терригенных отложений.

Переход от стохастической модели к модели однородной среды и наоборот оправдан при интерпретации данных измерений методами ГИС, а также при моделировании сред с разнообразными петрофизическими свойствами.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ГРАНИЦ ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВК

П.С. Мартышко, А.Г. Цидаев - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Часто возникают задачи восстановления не одной, а нескольких структурных границ по наблюдаемому полю. Поскольку метод локальных поправок позволяет восстанавливать только одну структурную границу, для его использования необходимо разделить поле. Для этого используется метод, основанный на пересчете поля.

Задаем некоторый уровень H , расположенный между двумя вычисляемыми структурными границами. Поле продолжается вверх на уровень H , при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины H), если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H , пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H с применением регуляризации при обращении оператора интегрирования.

Особенности найденной функции $U(x, y, -H)$ лежат глубже H , выше этого уровня она является гармонической, поэтому можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумма этого поля, пересчитанного на земную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле, используется как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и указанной выше суммы используется в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от земной поверхности до глубины H . Проведя описанную выше процедуру для двух значений H : $H_2 > H_1$, можем выделить гравитационный эффект от источников, залегающих в горизонтальном слое между H_2 и H_1 (как разность полей двух полупространств [1]).

После данной процедуры мы имеем два отдельных поля, к каждому из которых можно применять метод локальных поправок. В основу метода заложено положение о том, что на значение поля в данной точке дневной поверхности наибольшее влияние оказывает значение глубины залегания ближайшей точки контактной поверхности [2].

Формулу вычисления поля структурной границы, уравнение которой $z = z(x, y)$, можно рассматривать как интегральное уравнение относительно $z(x, y)$:

$$\Delta g(x', y', 0) = \Delta \sigma f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z(x, y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2}} \right) dx dy$$

Обозначим подынтегральное выражение

$$K(x', y', x, y, z(x, y)) = \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z(x, y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2}}$$

Далее излагается итерационный метод (локальных поправок) решения интегрального уравнения.

Пусть $\{z_{ij}^n\}$ - значения искомой функции, полученные на n -ом шаге.

Обозначая $U_{i_0 j_0}^n = c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}^n)$,

где c - коэффициент кубатурной формулы, $z_{ij}^{(n)} = z^{(n)}(x_i, y_j)$, $U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$,

$K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$, имеем следующее приближение

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = U_{ij} - U_{ij}^n$$

Поскольку $K_{ij}(z_{ij}^n) = \frac{1}{z_{ij}^n} - \frac{1}{H}$, то $\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} = U_{ij} - U_{ij}^n$ или окончательно,

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + z_{ij}^n \cdot (U_{ij} - U_{ij}^n)}$$

На практике используют модификацию данной формулы с применением следующего метода регуляризации:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^n) = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$$

Тогда $\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^n} = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^n)$ и итерационная формула принимает вид

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^n}{1 + \alpha \cdot z_{ij}^n (U_{ij} - U_{ij}^n)}$$

При этом параметр регуляризации α подбирается экспериментально. Чем меньше параметр α , тем медленнее сходимость, но больше точность. При больших значениях параметра сходимость может совсем исчезнуть, то есть последовательные приближения начинают расходиться.

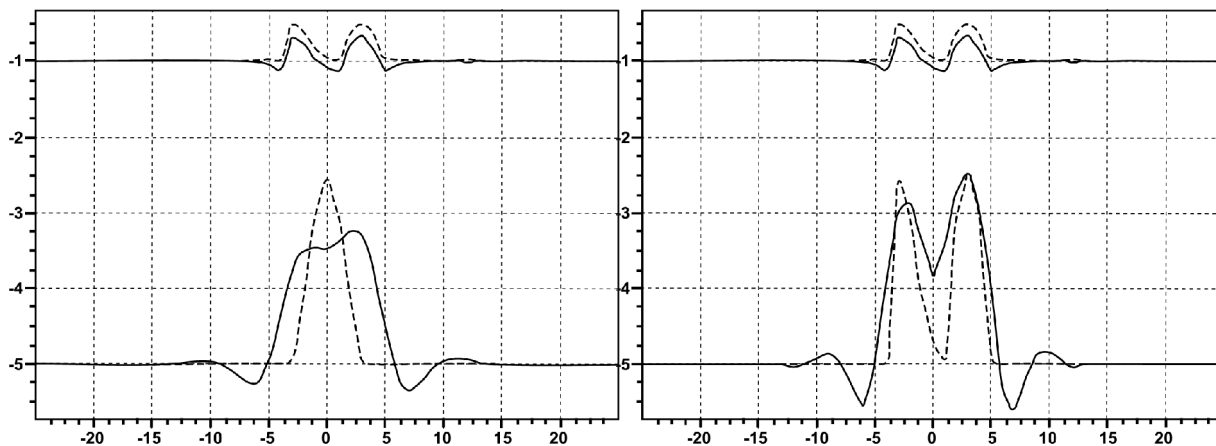


Рис. 1. Графики: а), б)

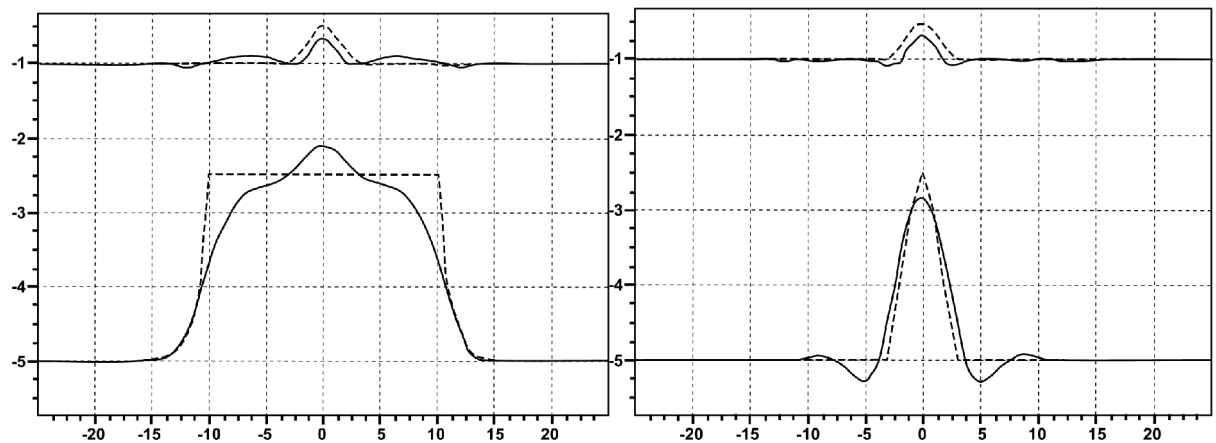


Рис. 2. Графики: а), б)

Данная схема была опробована на модельных примерах при помощи разработанной программы, результаты расчета представлены на рис. 1, 2 (исходная граница - пунктирная линия, восстановленная - сплошная).

Литература

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 3, с. 159 - 168.
2. Пруткин И.Л. О предварительной обработке измерений, заданных на площади // Методы интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО АН СССР, 1988, с. 11 - 15.

О НЕКОТОРЫХ АЛГОРИТМАХ И НОВЫХ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЯХ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ

П.С. Мартышко, Д.Е. Кокиаров - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Введение. С целью изучения плотностей геологических пород осуществляется решение обратной задачи гравirazведки. Применяется методика разделения источников по глубине, представлены новые алгоритмы решения обратной задачи о поиске распределения плотности в тонком слое в случае криволинейных границ слоя, а также слоя с переменной по глубине плотностью.

Выделение аномалий поля в указанной области

Существенный вклад в гравитационное поле исследуемого слоя могут оказывать источники, залегающие вне него. В частности, это источники, находящиеся вне рассматриваемой области в проекции на земную поверхность (боковые источники), а также источники, залегающие на глубинах меньше и больше рассматриваемой. Для решения задачи об определении плотности в слое необходимо выделить поле от этого слоя, производя следующие операции (Пруткин, 1988; Мартышко, Пруткин, 2003).

1. Исключение боковых источников поля. Производится решение двумерной задачи Дирихле (краевыми условиями для задачи Дирихле являются значения поля на краях исследуемой области). Затем найденное решение вычитается из исходных значений поля.

Гармоническая в области функция может иметь экстремум разве что на границе этой области. Поэтому следует ожидать, что экстремумы от боковых источников поля будут «заложены» в найденной гармонической функции, и, таким образом, их влияние будет уменьшено.

Поскольку при вычислении поля интегрирование производится не по всем $x, y \in (-\infty, +\infty)$, а лишь по конечной области, причем остаток интеграла отбрасывается, то при несоблюдении условия равенства нулю поля на границе области увеличивается погрешность дальнейших вычислений.

При численной реализации метода в программе поиск гармонической функции u осуществляется решением методом сеток дискретизированной системы уравнений.

2. Выделение источников гравитационного поля, локализованных в горизонтальном слое между указанными глубинами. Как правило, из априорных данных (например, результатов сейсморазведки) известно, что исследуемые аномалии геологических структур залегают на определенной глубине под земной поверхностью. Модель латерально неоднородной среды была предложена В.М. Новоселицким. С целью выделения из общего поля составляющей от источников в указанном слое, применяется следующий метод (предполагается, что выше исследуемого слоя нет источников, вытянутых в горизонтальном направлении). Поле продолжается вверх на уровень H , при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины H) если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H , пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H с применением регуляризации при обращении оператора интегрирования.

Особенности найденной функции $U(x, y, -H)$ лежат глубже H , выше этого уровня она является гармонической, поэтому можно трактовать ее как поле глубинных источников. Сумма этого поля, пересчитанного на земную поверхность, и предварительно вычтенного решения задачи Дирихле используется как поле боковых и глубинных источников. Разность измеренных значений гравитационного поля и указанной выше суммы используется в качестве гравитационного эффекта от источников, лежащих в горизонтальном слое от земной поверхности до глубины H . Прделав описанную выше процедуру для двух значений H : $H_2 > H_1$, можем выделить гравитационный эффект от источников, залегающих в горизонтальном слое между H_2 и H_1 (как разность полей двух полупространств (Мартышко, Пруткин, 2003)).

Для объектов, имеющих небольшую протяженность в горизонтальном направлении, ослабление поля значительно (для шара, залегающего в середине исключаемого слоя, поле ослабляется в девять раз). Однако оценки такого вида справедливы лишь для объектов, имеющих небольшую протяженность в горизонтальном направлении.

Слой переменной плотности

Если априори известно, что геологические структуры, находящиеся в данном районе, имеют достаточно однородное строение, а исследуемый слой относительно тонок, то можно применять следующую модель (предложенную В.М. Новоселицким). Рассмотрим горизонтальный слой, расположенный между глубинами H_1 и H_2 , заполненный веществом с избыточной плотностью $\sigma(x, y)$. В этом случае справедливо выражение для гравитационного поля, порождаемого этим слоем:

$$\Delta g(x', y', 0) = f \frac{\partial}{\partial z'} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{H_1}^{H_2} \frac{\sigma(x, y)}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} dx dy dz$$

Задача - по измеренному на земной поверхности полю $\Delta g(x', y', 0)$ найти $\sigma(x, y)$. Таким образом, относительно неизвестной функции двух переменных записано линейное интегральное уравнение первого рода.

Для гравитационного поля от горизонтального слоя переменной плотности справедливо следующее выражение

$$\Delta g(x', y', 0) = f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_2^2}} \right) \sigma(x, y) dx dy$$

Если разбить область на прямоугольники со сторонами Δx , Δy , то при применении квадратурной формулы численного интегрирования получится система линейных алгебраических уравнений. Поскольку операторное уравнение первого рода является некорректной задачей, то при его решении требуется применять методы регуляризации (Лаврентьев, 1962).

Можно существенно расширить класс изучаемых функций следующим приемом. Как правило, в случае достаточно однородных пород априори известен закон изменения плотности с глубиной, то есть, возможна запись $\sigma(x, y, z) = \sigma(x, y)\varphi(z)$. Тогда

$$\Delta g(x', y', z') = f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(x, y) \left(\int_{H_1}^{H_2} \frac{\partial}{\partial z'} \left(\frac{\varphi(z)}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} \right) dz \right) dx dy$$

В общем случае, внутренний интеграл может оказаться не берущимся аналитически, однако, например в случае функции $\varphi(z)$ полиномиального вида (а с помощью такой функции можно сколь угодно точно приблизить любую непрерывную функцию), такой интеграл можно вычислить явно. После нахождения функции $I(x, y, x', y', z')$ дальнейшая процедура в точности совпадает с описанной для случая $\sigma = \sigma(x, y)$, то есть задача приближенного вы-

числения сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (в том числе и в случае с регуляризацией).

Слой, границы которого являются поверхностями, имеющими горизонтальную плоскую асимптоту

Соответствующая модель предполагает отсутствие аномалий плотности вне слоя трехмерных слоев, границы которых являются поверхностями, имеющими горизонтальную плоскую асимптоту (слоя с «криволинейными» границами») $H_1 = H_1(x, y)$ и $H_2 = H_2(x, y)$, такими, что $H_1 > H_2(x, y)$, и выполняется $H_1(x, y) \xrightarrow[y \rightarrow \pm\infty]{x \rightarrow \pm\infty} h_i = \text{const}$,

при этом задается распределение плотностей $\sigma = \sigma(x, y)$ внутри слоя. Тогда

$$\Delta g(x', y', 0) = f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_1(x, y)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_2(x, y)^2}} \right) \sigma(x, y) dx dy$$

Поиск распределения плотности $\sigma(x, y)$ осуществляется путем решения с применением регуляризации СЛАУ, получаемой в результате дискретизации данного уравнения.

Такая методика была успешно опробована на серии модельных примеров. С целью дальнейшей проверки и испытания методики была проведена повторная обработка данных по Шершневской и Таманской аномалиям, ранее выполненным в лаборатории математической геофизики ИГФ УрО РАН (результаты совпали с предыдущей интерпретацией), а также интерпретация данных, предоставленных ЗАО «Гравиразведка» г. Москва (результаты вошли в производственный отчет).

Компьютерная программа обработки данных гравиразведки

Разработана компьютерная программа, осуществляющая подготовку данных гравиразведки, их обработку и решение обратных задач гравиразведки в различных постановках.

До настоящего момента решение подобных задач осуществлялось с использованием нескольких программных продуктов, часть из которых не является специализированными, и, соответственно, не может обеспечить всей полноты методов обработки данных, кроме того, поскольку используются программы различных разработчиков, то возникает серьезная проблема переноса обрабатываемых данных из одной программы в другую.

Программа:

- осуществляет решение задачи поиска распределения избыточной плотности в горизонтальном слое и в слое с «криволинейными» границами;
- обеспечивает непрерывность обработки данных (от загрузки исходных данных в программу до выдачи результата решения обратной задачи гравиразведки);
- осуществляет двух- и трехмерную визуализацию исходного поля и изучаемых структур.

Программа написана на языке Object Pascal в среде программирования Delphi 5 с использованием API OpenGL для осуществления визуализации. Реализован интерактивный пользовательский интерфейс, что позволяет отслеживать правильность решения задачи на каждом из этапов (от загрузки значений поля до вычисления распределения плотности).

Программа состоит из трех блоков - пересчета поля, решения обратной задачи и визуализации. Для пересчета поля вверх использовался метод интегрирования по составной формуле трапеций, а для пересчета поля вниз использовались два метода обращения (с регуляризацией) матрицы интегрирования: точный (Гаусса) и приближенный (метод наискорейшего спуска). Как показали эксперименты, при пересчете поля вниз (с регуляризацией) невязка в 1 % достигается менее чем за 60 итераций, что занимает 18 секунд, а непосредственное обращение матрицы занимает 140 секунд (Процессор Intel Celeron 2.6 ГГц). Для решения двумерной задачи Дирихле использовался метод сеток с обращением матрицы методом Гаусса. Решение требовало менее 8 секунд.

В блоке решения обратной задачи применяются алгоритмы построения распределения плотностей в плоских и «криволинейных» слоях, при этом двумерное интегрирование также

производится по составной формуле трапеций, а обращение матрицы – методом Гаусса и наискорейшего спуска.

Блок визуализации осуществляет графическое представление информации о поле в двух видах: в виде трехмерной поверхности $z = f(x, y)$ (визуализация средствами OpenGL) и в виде двумерной градиентной картинке (оттенки серого соответствуют значениям поля). Для градиентной картинке предусмотрена возможность построения системы изолиний (методом деления на указанное число уровней яркости). Имеется возможность строить разрезы (двумерные графики значений функции) вдоль профилей, указываемых пользователем.

Программа использовалась для интерпретации данных гравиразведки по трем регионам.

Заключение

Реализована компьютерная технология разделения источников аномального гравитационного поля по глубине и исключения боковых источников поля, используемая при подготовке данных для решения обратной задачи гравиразведки.

Приведены разработки алгоритма решения теоретической обратной задачи для криволинейных слоев переменной (по горизонтали) плотности и расширение алгоритма для плоских слоев на случай плотности, зависящей от глубины; осуществлено опробование на модельных и практических примерах.

Алгоритмы решения обратной задачи о распределении плотности в плоском и криволинейном слое реализованы в компьютерной программе и были применены при обработке реальных геофизических измерений (произведена обработка гравитационных данных по трем аномалиям).

Литература

Лаврентьев М.М. О некоторых некорректных задачах математической физики. Новосибирск: СО АН СССР, 1962. 92 с.

Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 3, с. 159 - 168.

Пруткин И.Л. О предварительной обработке измерений, заданных на площади // Методы интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО АН СССР, 1988, с. 11 - 15.

АЛГОРИТМ АПРОКСИМАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ СИНГУЛЯРНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЫСОКОПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

П.С. Мартышко¹, С.П. Тимошпольский² -

¹ Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург,

² Уральский государственный технический университет, Екатеринбург

При интерпретации гравитационного поля важной проблемой является аппроксимация этого поля полем «простых» объектов - сингулярных источников. Для создания компьютерной программы подбора поля данная задача была формализована в следующем виде [1].

Пусть значение вертикальной производной потенциала поля U_z задано в узлах некоторой прямоугольной сетки. Необходимо приблизить данное поле полем набора сингулярных источников. В качестве сингулярных источников будем использовать однородные стержни конечной длины. Такой стержень определяется семью параметрами: координатами двух вершин и плотностью.

Для однородного стержня плотности δ , вершины которого имеют координаты $x_1, y_1, z_1, x_2, y_2, z_2$ в декартовой системе координат, вертикальная производная $U_z(x, y, z)$ вычисляется по формуле

$$U_z(x, y, z) = \gamma\delta\sqrt{a}\left(\frac{-M}{a\sqrt{a+b+c}} + \frac{2(N-Mb/2a)(2a+b)}{(4ac-b^2)\sqrt{a+b+c}} + \frac{M}{a\sqrt{c}} - \frac{2b(N-Mb/2a)}{(4ac-b^2)\sqrt{c}}\right)$$

где $M = z_2 - z_1$; $N = z_1 - z$; $a = (x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2$ - квадрат длины стержня;
 $b = -2((x - x_1)(x_2 - x_1) + (y - y_1)(y_2 - y_1) + (z - z_1)(z_2 - z_1))$; $c = (x - x_1)^2 + (y - y_1)^2 + (z - z_1)^2$;
 γ - гравитационная постоянная.

Особым является случай, когда точка, в которой вычисляется поле, лежит на прямой, проходящей через стержень. Здесь формула для вычисления производной принимает более простой вид:

$$U_z(x, y, z) = \frac{\gamma \delta(z_2 - z_1)}{ap(1 - p)},$$

где $(x - x_1)/(x_2 - x_1) = (y - y_1)/(y_2 - y_1) = (z - z_1)/(z_2 - z_1) = p$.

Как это принято в математическом моделировании, задачу аппроксимации заданного на сетке поля сведем к задаче минимизации функционала, характеризующего степень близости двух полей. В частности, таким является функционал

$$F = \sum_i |u_i - w_i|^2,$$

где u_i, w_i - значения исходного и создаваемого набором стержней полей в i -ом узле сетки, суммирование ведется по всем узлам. Данный функционал неотрицателен и равен нулю, когда значения полей совпадают во всех узлах сетки.

В качестве метода минимизации использовался «метод покоординатного спуска», суть которого состоит в следующем [2]. На каждом шаге вычисляются значения функционала на всех «соседних» с текущим положением стержня. Соседними мы называем положения, отличающиеся от данного на один шаг по одной из координат. Из всех значений на соседних положениях выбирается минимальное, и оно принимается за текущее. Итерации повторяются до достижения необходимой точности подбора, после чего шаг можно уменьшить в два раза. Программно были реализованы алгоритмы подбора одним стержнем, двумя параллельными стержнями одинаковой плотности и длины, двумя пересекающимися стержнями одинаковой плотности и длины, а так же - тройкой некомпланарный стержней, пересекающихся в одной точке.

Проверки на модельных объектах показали, что каждая из этих конструкций для подбора лучше работает на соответствующих полях. Так, например, одним стержнем хорошо подбирается поле «вытянутого» в одном из горизонтальных направлениях параллелепипеда, двумя пересекающимися стержнями хорошо подбирается поле «плоского», горизонтально расположенного параллелепипеда, соотношение длины и ширины которого близко к единице. Тройкой некомпланарных стержней лучше подбираются «существенно трехмерные» объекты, т.е. такие, протяженность в глубину которых сравнима с длиной и шириной.

Программа аппроксимации гравитационного поля стержнями написана на языке C++ в среде Microsoft Visual Studio 2005 с использованием библиотеки OpenGL [3]. Решающим аргументом в пользу данного инструмента послужило наличие для Visual Studio внешних библиотек, позволяющих распараллеливать вычисления (речь идет о пакете MPICH). При этом очевидным преимуществом является существенный прирост скорости вычислений при отсутствии затрат на мощное оборудование. Параллельные алгоритмы очень эффективны для большого числа сингулярных источников, ведь при каждом увеличении количества координат минимизируемого функционала на единицу, количество вычислений увеличивается примерно в два раза.

Заметим, что для эффективного распараллеливания недостаточно одного наличия соответствующих программных средств. Необходимо также выбрать подходящий алгоритм вычисления, иначе затраты на обмен данными между процессорами могут свести на нет получаемые преимущества. Хорошо поддается распараллеливанию описанный выше метод «покоординатного спуска», на каждом шаге которого вычисляется значение функционала F на всех «соседних» по координатам источниках. Данные вычисления друг от друга не зависят и могут выполняться разными процессорами. Далее один (головной) процессор сравнивает полученные значения, выбирает наименьшее и обозначает его текущим. Итерации по-

вторяются, пока значение функционала F не станет достаточно близко к нулю.

Следующим шагом после отладки алгоритма на модельных объектах стал запуск программы на реальных данных. На рис. 1, 2 и 3 приведены результаты применения алгоритма к интерпретированным данным Шершеневской аномалии [1, 2, 3].

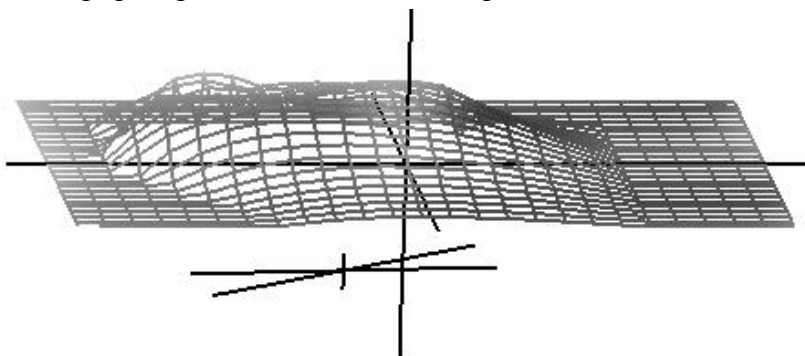


Рис. 1. Результат применения алгоритма для интерпретации практических данных

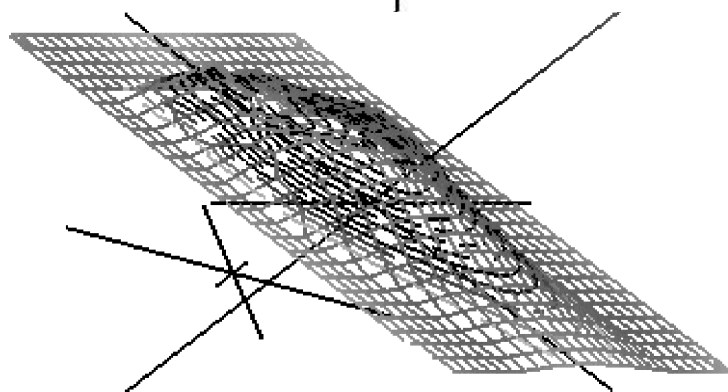


Рис. 2. Результат применения алгоритма для интерпретации практических данных, с отображением изолиний поля

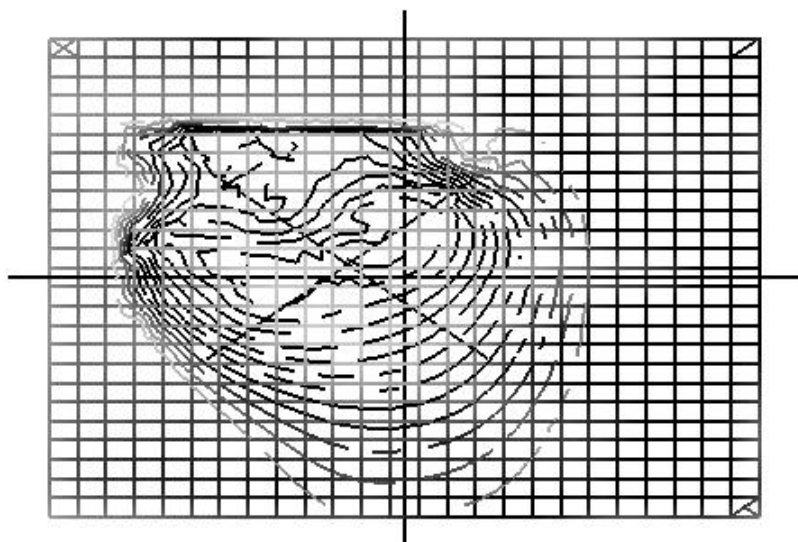


Рис. 3. Результат применения алгоритма для интерпретации практических данных: вид «сверху», с отображением изолиний поля

Как видно, алгоритм расположил сингулярные источники именно так, как этого можно было ожидать. Кроме того, тройка стержней при подборе без фиксации плотности попадает в слой 5 - 7 км ниже поверхности земли, где как раз и могут находиться глубинные источники гравитационных аномалий.

Вторым по важности моментом, после адекватности полученного результата, является быстрдействие алгоритма. На данном этапе прирост производительности при распараллеливании вычислений на два процессора составил 70 %, что является приемлемым результатом, при учете сложности алгоритма.

В дальнейшие планы исследования входит оптимизация вычислений для увеличения прироста производительности алгоритма, а так же - составление классификации простых гравитационных полей и модельных объектов им соответствующих.

Литература

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25. № 3, с. 159 - 168.
2. Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. Численные методы. М.: Лаборатория базовых Знаний, 2002. 632 с.
3. Шпаковский Г.И., Серикова Н.В. Программирование для многопроцессорных систем в стандарте MPI: Пособие. Мн.: БГУ, 2002. 323 с.

ОБ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ТРЕХКОМПОНЕНТНОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

П.А. Миненко - Филиал Европейского университета, Кривой Рог, Украина

Приведены практические примеры использования итерационных методов решения обратных линейной и нелинейной задач магнитометрии с применением экстремальных алгоритмов вычисления глубин до горизонтальных границ раздела блоков и трех компонент вектора интенсивности намагничений горных пород. Показаны более широкие возможности применения получаемых материалов для практических целей при детальном геологическом картировании и поисках рудных залежей, а также проблемы, затрудняющие решение практических задач.

В связи с существенным увеличением стоимости электроразведочных работ, в последнее время для определения глубины до поверхности раздела слабомагнитных горных пород кристаллического фундамента и немагнитного осадочного чехла все чаще используется решение обратной линейно-нелинейной задачи магнитометрии (ОЛНЗМ) [1, 2].

Известны экстремальные итерационные методы получения устойчивого решения ОЛНЗМ для вертикальной проекции магнитного поля Z_a при вертикальном намагничении горных пород $J=J_z; Z_a=J_z V_{zz}$ [3]. Однако исследованиями на образцах установлено, что многие горные породы имеют значительное отклонение вектора намагничения от вертикального направления. Это обстоятельство является недостатком известных методов, так как существенно искажает результаты решения ОЛНЗМ. Поэтому предлагается разработка экстремального итерационного метода получения устойчивого решения ОЛНЗМ при наклонном намагничении горных пород.

Поставленная цель достигается тем, что измеренные значения магнитного поля Z_a используются в полной интерпретации с учетом горизонтальных проекций вектора намагничения [4]:

$$J=(J_x; J_y; J_z); Z_a = J_x V_{xz} + J_y V_{yz} + J_z V_{zz} \quad (1)$$

где V_{xz}, V_{yz}, V_{zz} - формулы для вторых производных гравитационного потенциала при единичной аномальной плотности.

В результате вычислительных экспериментов установлено, что линейную обратную задачу (1) в корректной постановке [5] можно решать методами, изложенными в [2, 3], при следующей комбинации формул матричных элементов:

$$Z_{a,j} = \sum_{i=1}^{3M} J_i b_{i,j}; \{ J_i = J_{x,i}, b_{i,j} = V_{xz,i,j}, i=1, M; \quad (2)$$

$$J_i = J_{y,i}, b_{i,j} = V_{yz,i,j}, i=M+1, 2M; j=1, N; J_i = J_{z,i}, b_{i,j} = V_{zz,i,j}, i=2M+1, 3M \};$$

где M - количество блоков (прямоугольных параллелепипедов) в модели, аппроксимирующей геологическую среду; N - количество точек измеренного магнитного поля.

В одну задачу можно включить также и горизонтальные проекции H_x и H_y полного вектора магнитного поля

$$\vec{T}_a = H_x \vec{i} + j H_y + \bar{k} Z_a$$

$$H_x = J_x V_{xx} + J_y V_{xy} + J_z V_{xz}; \quad \text{при } j = N + 1, 2N; \quad (3)$$

$$H_y = J_x V_{xy} + J_y V_{yy} + J_z V_{yz}; \quad \text{при } j = 2N + 1, 3N;$$

Аналогично можно решать и линеаризованную контактную задачу ОЛНЗМ [3] для одновременного вычисления магнитного параметра $J_i = J_{2i} - J_{1i}$ и глубины h_i до верхней грани каждого i -того блока модели.

Воспользуемся итерационными формулами для J_i и h_i на следующей $n + 1$ -ой итерации в том виде, в котором они приведены в [2, 3]:

$$\begin{aligned} J_{i,n+1} &= J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}; \\ h_{i,n+1} &= h_{i,n} - \mu_{n+1} C_{i,n}; \quad b_{ij,n+1} = b_{ij,n} + \mu_{n+1} c_{ij,n} C_{i,n}; \end{aligned} \quad (4)$$

В алгоритме (4) используется оптимизация сразу по двум параметрам: τ - для магнитных свойств; $J_{i,n}$ и μ - для глубин $h_{i,n}$ до горизонтальных границ раздела блоков (прямоугольных параллелепипедов). Запишем критерий минимума суммы поправок и формулы для $n + 1$ -ой итерации:

$$F = \sum_i B_{i,n+1}^2; \quad J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,n}; \quad h_{i,n+1} = h_{i,n} - \mu_{n+1} C_{i,n};$$

$$\text{где } B_{i,n} = \sum_j b_{ij,n} r_{j,n} / \lambda_i \lambda_j; \quad C_{i,n} = \sum_j c_{ij,n} r_{j,n} / \lambda_{1,i} \lambda_{1,j}; \quad i = 1, M;$$

$$r_{j,n} = (b_{ij,n}, J_{i,n}) - Z_{aj}; \quad b_{ij,n+1} = b_{ij,n} + \mu_{n+1} c_{ij,n} C_{i,n};$$

$$\lambda_i = \sum_j b_{ij,n}; \quad \lambda_j = \sum_i b_{ij,n}; \quad \lambda_{1,i} = \sum_j c_{ij,n}; \quad \lambda_{1,j} = \sum_i c_{ij,n};$$

$$j = 1, N; \quad \gamma_j = (b_{ij,n}, J_{i,n}); \quad \beta_j = (c_{ij,n}, C_{i,n} J_{i,n}); \quad \beta_{1,j} = (c_{ij,n}, C_{i,n} B_{i,n});$$

$$B_{0,k} = (B_{i,n}, D_{i,k}); \quad B_{k,m} = (D_{i,k}, D_{i,m});$$

$$D_{i,1} = \sum_j (b_{ij,n} \beta_j + c_{ij,n} C_{i,n} r_{j,n}) / \lambda_i \lambda_j; \quad D_{i,2} = \sum_j b_{ij,n} \gamma_j / \lambda_i \lambda_j;$$

$$D_{i,3} = \sum_j (b_{ij,n} \beta_j + \gamma_j c_{ij,n} C_{i,n}) / \lambda_i \lambda_j; \quad D_{i,4} = \sum_j \beta_j C_{i,n} c_{ij,n} / \lambda_i \lambda_j;$$

$$T_{c1} = -(B_{2,2} B_{0,1} - B_{0,2} (B_{1,2} + B_{0,3})) / T_{cc};$$

$$1) \tau_{n+1} = T_{c2}; \quad \mu_{n+1} = T_{c1};$$

$$2) \tau_{n+1} = B_{0,2} / B_{2,2}; \quad \mu_{n+1} = 0;$$

$$3) \tau_{n+1} = 0; \quad \mu_{n+1} = -B_{01} / (2B_{04} + B_{1,1});$$

где $b_{ij,n}$ и $c_{ij,n}$ - формулы матричных коэффициентов при $J_{i,n}$ в формулах решения прямых задач магнитометрии для Z_{aj} и $(Z_{aj})'_z$ над вертикальным прямоугольным параллелепипедом с бесконечной или конечной нижней границей.

Алгоритм 1 является линеаризованным и поэтому используется для одновременного подбора J_i и h_i только на каждой из первых 3 - 5 итераций, а при большем количестве итера-

ций решение обратной задачи начинает расходиться. Алгоритмы 2 и 3 сходятся при любом количестве итераций, но значительно медленнее алгоритма 1. Поэтому целесообразнее подбирать схему решения обратной задачи чередованием различного количества итераций с алгоритмами 1, 2 или 3. Еще более выгодным является включение в схему ряда итераций, выполняемых алгоритмами, с другими оптимизирующими критериями, например,

$$F_1 = (C_{i,n+1}, C_{i,n+1}), F_2 = F \times F_1, F_3 = F / (J_{i,n+1}, J_{i,n+1}),$$

$$F_4 = F_2 \times (r_{j,n+1}, r_{j,n+1}) / (J_{i,n+1}, J_{i,n+1}),$$

обеспечивающими увеличение или уменьшение поправок к различным параметрам на каждом шаге итерационного процесса [3].

Приведен пример решения обратной задачи магнитометрии по распределению горизонтальной проекции H_y магнитного поля, измеренного в северной части Украинского кристаллического щита (УКЩ), с использованием модели наклонного намагничивания горных пород геологической среды.

Показано, что качественная картина распределения вертикальных компонент намагничивания двух верхних тонких слоев горных пород, вычисленные по Z_a , практически не отличается от картины распределения интенсивностей J_z для вмещающего их мощного слоя, вычисленных по другой компоненте поля H_y . Это свидетельствует о том, что применяемыми алгоритмами обратная задача магнитометрии решается по любой проекции поля.

Сравнение карт вертикальной компоненты интенсивностей J_z и полного вектора J_p интенсивности намагничивания горных пород показывает, что распределение полного вектора намагничивания J_p существенно отличается от распределения его вертикальной компоненты J_z , так как горизонтальные составляющие J_x и J_y достигают 25 - 50 % абсолютных значений величины J_z , а местами и превосходят их. Приведена карта глубин до первого верхнего магнитного слоя фундамента, который содержит участки немагнитных горных пород, распространяющиеся на глубину до 250 м. Этим примером подтверждается, что при исследовании комплексов горных пород кристаллического фундамента необходимо учитывать горизонтальные компоненты полного вектора их намагничивания.

Заключение. При помощи рассмотренных алгоритмов обработки аномалий по каждой проекции магнитного поля можно получать все три компоненты вектора интенсивности намагничивания горных пород и глубины до верхней поверхности магнитных пород кристаллического фундамента. Нерешенной остается проблема, в случае необходимости, нахождения решения обратной задачи в условиях, когда все три измеренные проекции вектора магнитного поля имеют различные уровни регионального фона. Такая проблема, возможно, будет разрешена методами фильтрации на основе применения к магнитному полю аналогов фильтров Винера - Калмана [6].

Литература

1. Миненко П.А., Миненко Р.В., Мечников Ю.Р. Применение линейно-нелинейной обратной задачи магнитометрии на кристаллическом фундаменте // XI Междунар. науч.-техн. симпозиум «Геоинформационный мониторинг внешней среды. GPS и GIS-технологии» Алушта (Крым). Львов, 2006. с. 139 - 142.
2. Миненко П.А. Применение линейно-нелинейных методов магнитометрии и гравиметрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Сб. науч. тр. Национального Горного Университета, 2006. № 26, с. 81 - 87.
3. Миненко П.А., Миненко Р.В. О поисках избирательно экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Научный Вестник Национального Горного Университета, 2006. № 9, с. 39 - 44.
4. Логачев А.А. Магниторазведка. Изд. 3-е, перераб. и доп. Л.: Недра ЛО, 1968. 295 с.
5. Миненко П.А. Проблемы и перспективы применения линейных методов интерпретации гравиметрических измерений в рудных районах // Теоретические прикладные аспекты геоинформатики: Сб. научн. тр. Всеукр. Ассоц. Геоинформатики. К., 2006, с. 244 - 256.

6. Миненко П.А. Обратная линейная задача гравиметрии на основе композиции нескольких векторов начальных русловий // Доклады НАН Украины, 2006. № 9, с. 126 - 130.

СИНТЕЗ СТРУКТУРНО - МОРФОЛОГИЧЕСКОГО И ВЕРОЯТНОСТНО - СТАТИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА)

А.В. Пугин¹, А.С. Долгаль¹, В.А. Смирнов¹, Д.Ф. Калинин², А.А. Симанов¹ -

¹Горный институт УрО РАН, Пермь

²ВИРГ-Рудгеофизика, Санкт-Петербург

В настоящее время в геофизической практике весьма актуальными являются вопросы, связанные с прогнозной оценкой сравнительно хорошо изученных комплексными геолого-геофизическими исследованиями территорий на основе глубинных рудоконтролирующих факторов. В процессе рудообразования происходят перемещение и преобразование больших объемов вещества мантии и земной коры, что находит свое отражение в потенциальных геофизических полях [1]. Анализ гравитационного и магнитного полей с использованием современных компьютерных технологий позволяет выявить особенности глубинного строения рудных районов, которые предопределили формирование промышленных месторождений и провести локализацию новых рудоперспективных площадей на основе метода аналогий.

С целью решения прогнозно-поисковых геологических задач авторами предлагается использование двух взаимодополняющих подходов:

- структурно-морфологического, заключающегося в визуальной качественной интерпретации геофизических полей и их трансформант, с последующим проведением количественных расчетов;
- вероятностно-статистического, базирующегося на формализованном анализе совокупности геофизических параметров с использованием метода распознавания образов [2].

При эмпирическом подходе выполняется построение модели глубинного геологического строения площади исследований, удовлетворяющей геофизическим полям и согласующейся с имеющимися геологическими представлениями о структурно-тектоническом строении территории. Основным инструментом интерпретации служила компьютерная технология «ВЕКТОР», разработанная в Горном институте УрО РАН, позволяющая на основе векторного сканирования геофизических полей выделять участки геологического разреза с источниками полей и локализовать эти источники в пространстве. К настоящему моменту алгоритмическая часть интерпретационной системы векторного сканирования была модифицирована с адаптацией к сложным физико-геологическим условиям (резкорасчлененный рельеф поверхности наблюдений, число точек задания анализируемого поля более 10^5) [3].

В результате использования эмпирического подхода формируются глубинные прогнозно-поисковые критерии, основанные на определении устойчивых связей между морфологией наблюдаемых геопотенциальных полей и их трансформант с закономерностями размещения рудных объектов.

При формализованном подходе многомерные данные (трансформанты, отождествляющиеся с разноглубинными объектами), полученные с помощью системы «ВЕКТОР», анализировались в компьютерной технологии «MultAlt». Эта технология реализует универсальные алгоритмы прогноза и картирования альтернативных геологических объектов по данным произвольных наборов количественных и качественных геолого-геофизических признаков и обеспечивает контролируемое повышение эффективности результатов по мере накопления информации [4]. При этом используются вероятностные критерии эффективности решающих правил, позволяющие численно оценивать надежность и информативность каждой конкретной задачи, а также выполнять априорный выбор наиболее рациональной совокупности геофизических данных. В результате интерпретации по комплексу геолого-геофизических данных в качестве решений

получаются уточненные с той или иной вероятностью оценки альтернативных объектов (рудный объект типа 1, рудный объект типа 2, вмещающая среда).

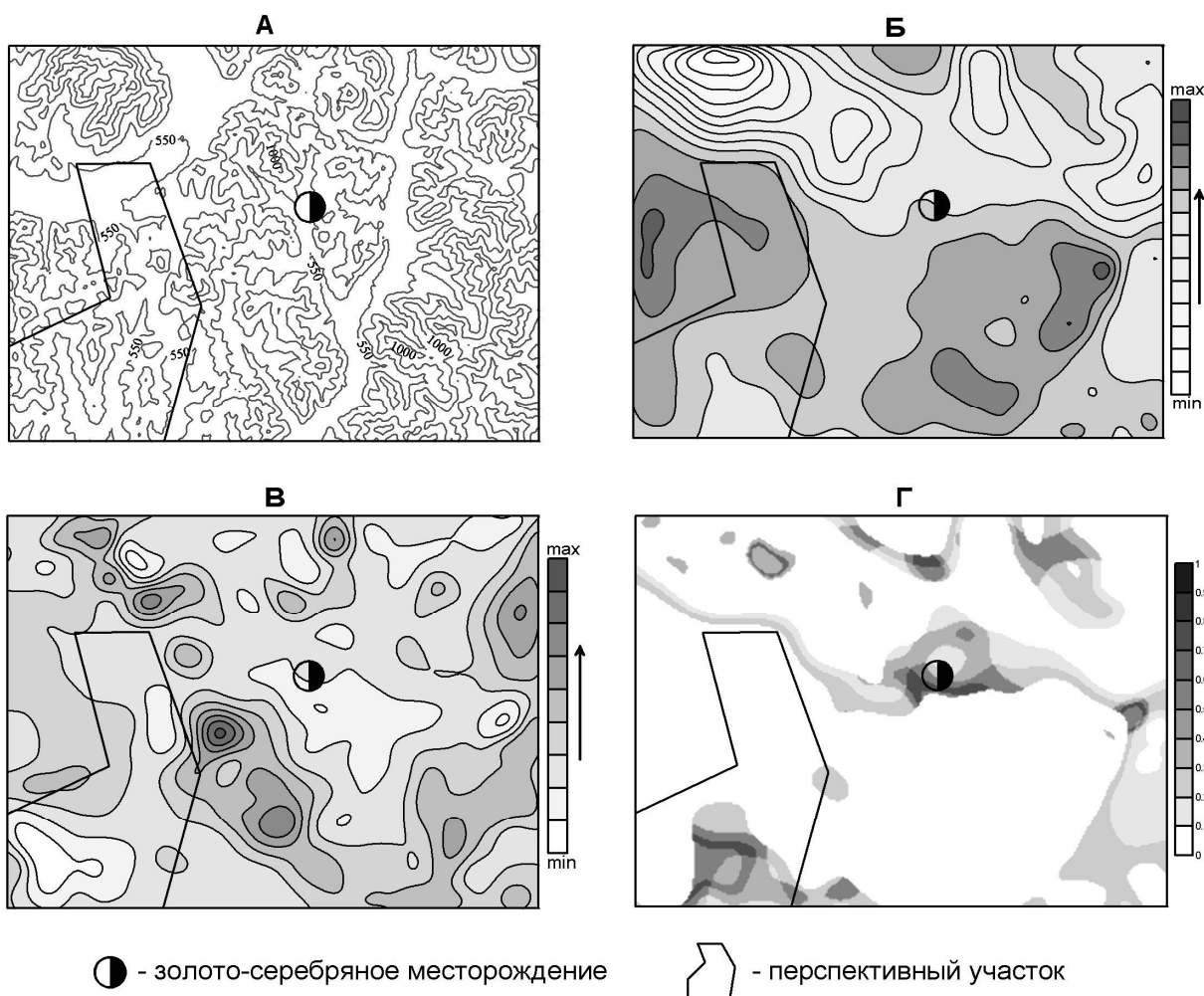


Рис. 1. Применение структурно-морфологического и вероятностно-статистического подходов при прогнозировании золото-серебряного оруденения:

А – рельеф земной поверхности в пределах площади исследований,

Б – трансформанта гравитационного поля, полученная в системе ВЕКТОР,

В – трансформанта магнитного поля, полученная в системе ВЕКТОР,

Г – прогнозная карта искомых альтернативных объектов, построенная с помощью технологии «MultAlt»

Вышеописанный подход применялся при прогнозной оценке золоторудного узла, расположенного в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его флангов. С использованием «уровневых», так и «разностных» трансформант потенциальных полей, рассчитанных в системе «ВЕКТОР», построены трехальтернативные прогнозные карты. Исходя из общих представлений о формировании эпитермальных месторождений, в рамках модельных представлений, заложенных в интерпретационной технологии «ВЕКТОР», предполаген ряд глубинных геофизических критериев золото-серебряного оруденения (рис. 1).

Синтез сведений, полученных с использованием структурно-морфологического и вероятностно-статистического подходов, свидетельствует об уникальности для данной площади по масштабу оруденения выработанного к началу XXI века золото-серебряного месторождения. На глубине около 1200 м под месторождением выделен интрузивный массив диоритового состава, что позволяет предположить развитие золото-редкометалльной минерализации на глубоких горизонтах месторождения. По комплексу геофизических признаков выделен перспективный на золото-серебряное оруденение участок, находящийся на юго-западе исследуемой площади.

Литература

1. Прогнозирование не выходящего на поверхность оруденения при глубинном геологическом картировании и геологическом доизучении площадей. Методическое пособие / М.Л. Сахновский, П.А. Литвин, Б.М. Михайлов и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 272 с. (МПР РФ, ВСЕГЕИ).
2. Комплексирование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика / Под ред. В.В. Бродового, А.А. Никитина. М.: Недра, 1984. 384 с.
3. Новоселицкий В.М., Долгаль А.С. Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Материалы ежегодной науч. сессии Горного института УрО РАН. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006, с. 177 - 179.
4. Калинин Д.Ф., Калинина Т.Б. Новый подход к использованию статистических ФГМ при прогнозе геологических объектов посредством компьютерной технологии MULTALT // Геофизика, 2004. № 5, с. 42 - 45.

ОПЫТ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ НА КИМБЕРЛИТОВОМ ОБЪЕКТЕ

Л.А. Муравьев², В.А. Кочнев¹, И.В. Гоз¹, Антонио Перейра³ -

¹Институт математического моделирования СО РАН, Красноярск

²Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

³ГРО «Катока», респ. Ангола

Судя по литературным источникам [1, 2], задача поиска кимберлитовых трубок иногда является одной из сложнейших для магнитометрии. Это объясняется тем, что аномалии, создаваемые объектами, как правило, невелики (десятки нанотесла), а помехи магнитного поля, вызванные перекрывающей толщей, неоднородной по мощности и магнитной восприимчивости, иногда значительно превышают уровень полезного поля. На результаты съемок накладывается и влияние рельефа, и уровней съемки. Поэтому логично, для выделения подобных объектов, использовать новые технологии решения обратных задач по данным, полученным на разных уровнях.

Первый опыт применения технологии ADGM-3D для решения поставленной задачи и приводится в данной статье.

Объект, взятый для исследования, находится в южном полушарии, вблизи экватора. Это требует учета как бокового, так и обратного вертикального намагничивания.

В процессе исследования с использованием пакета и технологии ADM-3D [3, 4] было обработано три участка. Проиллюстрируем результаты на одном из них, где имеются данные бурения. Размеры участка 600x700 м. Шаг между узлами сетки исходных полей и блоков модели составляет 10x10 м. Таким образом, число точек на каждом уровне наблюдения равно $61 \times 71 = 4331$. Принято два уровня наблюдения: 0.5 и 70 м от поверхности рельефа, который меняется в пределах от 896 до 930 м. Принята трехслойная модель, границы которой повторяют поверхность рельефа. Мощности слоев приняты равными 20, 80 и 200 м. Исходная величина магнитной восприимчивости во всех слоях принята равной $1100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Таким образом, при решении обратной задачи решалась система из 8662 уравнений, включающая 12993 неизвестных.

Исходное поле, рельеф участка и иллюстрации результатов – распределения магнитной восприимчивости в трех слоях, приведены на рис. 1 - 3. Указано также расположение скважин и контуры кимберлитовой трубки, определенные по данным МПП.

В процессе исследования получены следующие основные выводы.

Обратная задача более точно решается при использовании нескольких уровней наблюдения. Положение кимберлитовой воронки отображается не в верхнем, а в более глубоком слое, в данном случае - в слое 3.

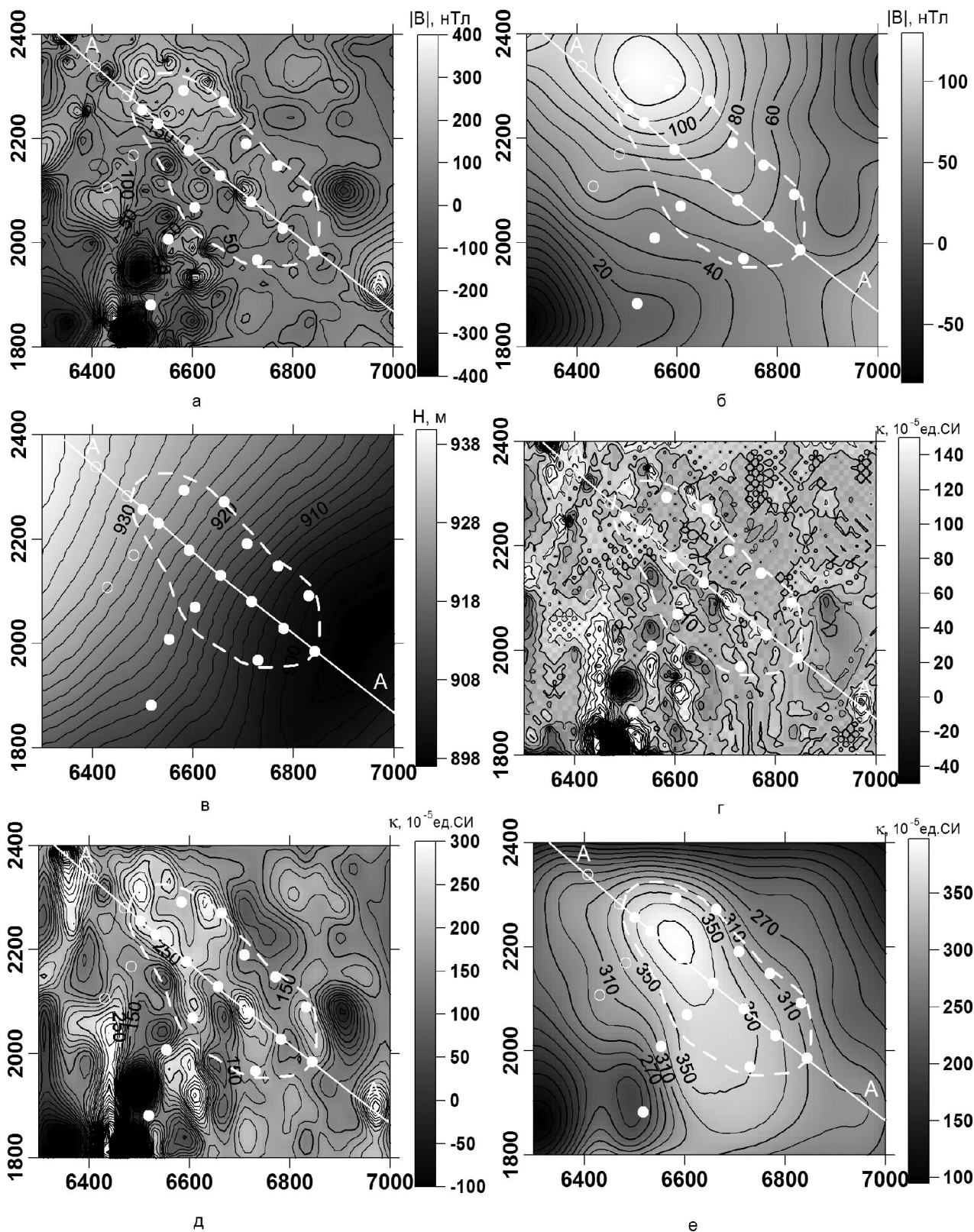






Рис. 1. Исходные данные и результаты решения обратной задачи на kimберлитовом объекте

- а - аномальное магнитное поле на высоте 3 м
- б - аномальное магнитное поле на высоте 70 м
- в - рельеф участка (абсолютные отметки)
- г - магнитная восприимчивость в слое 1
- д - магнитная восприимчивость в слое 2
- е - магнитная восприимчивость в слое 3

-  Скважины, вскрывшие kimберлит
-  Скважины, не вскрывшие kimберлит
-  Контур трубки по данным МПП
-  Линия разреза А-А

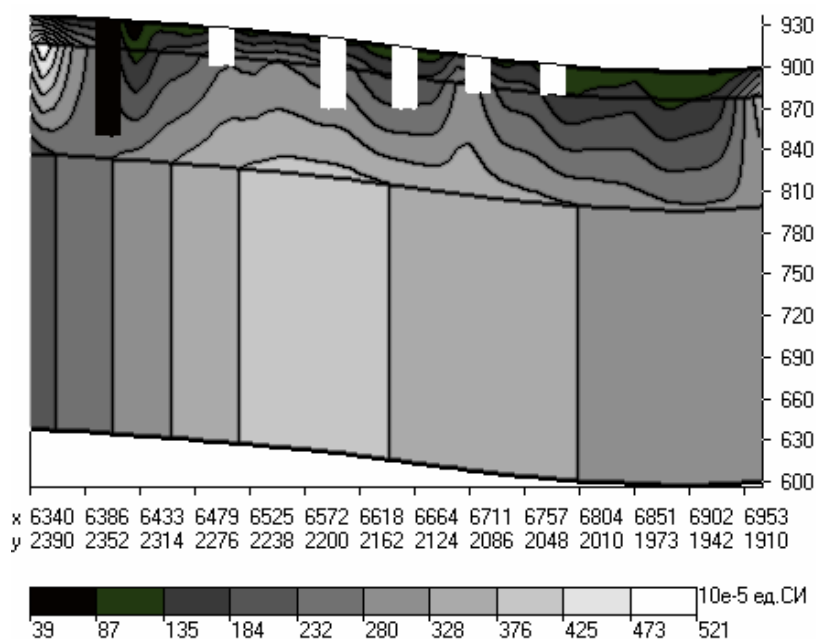


Рис. 2. Разрез по линии А - А. Затемненная скважина - не вскрывшая кимберлит

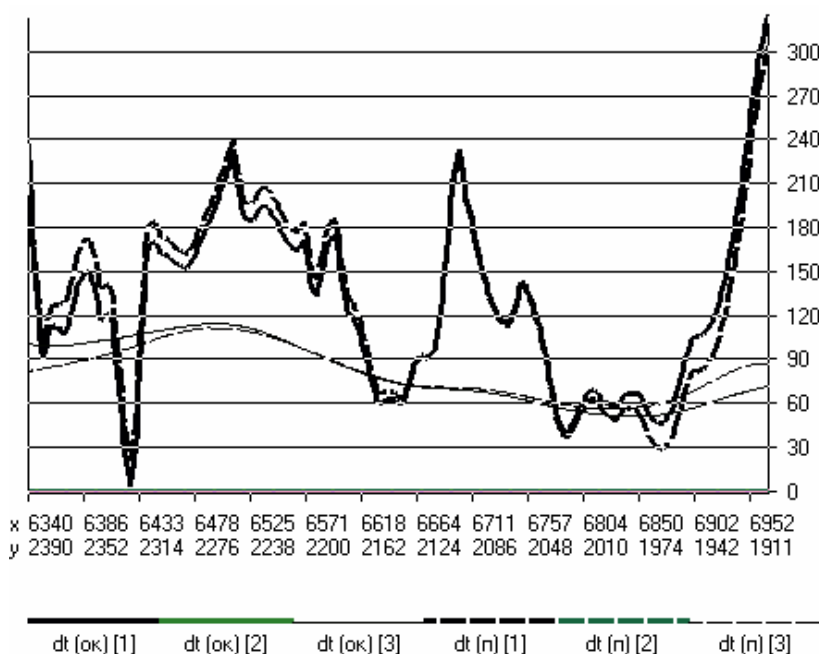


Рис. 3. Графики исходного и модельного магнитного поля по линии А-А

Литература

1. Геофизические методы исследований. Учебное пособие для геологических специальностей вузов / В.К. Хмелевской, Ю.И. Горбачев, Н.И. Селиверстов и др. Петропавловск-Камчатский: Изд - во КГПУ, 2004. 232 с.
2. Бабаянц П.С., Иванова М.А. Технология интерпретации данных детальной аэромагнитной съемки при поисках коренных месторождений алмазов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. сем. им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург, 2007.
3. Kochnev V.A., Goz I.V. The technology of forward and inverse modeling for 3D and 2D magnetic data // Exp. Abstr. of International Geophysical Conference & Exhibition, Moscow. 2003.
4. Кочнев В.А., Гоз И.В. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика, 2006. № 6, с. 51 - 55.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД С ЗАДАНЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ДИАМЕТРОВ КАПИЛЛЯРОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ ЗАДАЧ В МЕТОДАХ ГИС

В.М. Сапожников -

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Известная капиллярно-решетчатая модель пористой среды В.А. Мурцовкина, успешно применяемая при обработке данных ядерно-магнитного каротажа, скорректирована с целью использования ее для разнообразных исследований петрофизических свойств горных пород гранулярного типа. Принято, что в элементарной кубической ячейке поровое пространство образовано тремя ортогонально пересекающимися круглоцилиндрическими капиллярами длиной a и диаметром b . Изменение по сравнению с прототипом формы капилляров потребовало получить новые интегральные выражения для вычисления коэффициентов пористости (K_n), проницаемости ($K_{пр}$), удельной поверхности пор (S_v), относительного сопротивления (R_p). При этом было обеспечено выполнение важного методологического фильтра: совпадение у разрабатываемой модели в частных случаях при постоянном диаметре всех капилляров петрофизических характеристик, включая гидравлический радиус и среднюю просветность порового пространства, с теми характеристиками, которые установлены для известных гранулярных и капиллярных моделей однородных пористых сред.

Как и в прототипе, принято, что размеры (диаметры) капилляров распределены в соответствии с гамма-функцией, задаваемой средним диаметром капилляров b_0 и параметром β , с дисперсией $D = b_0^2 / \beta$. В отличие от прототипа при вычислении проницаемости учитывается гидравлическая извилистость, которая обоснованно принята постоянной и равной 2,3, а также интегрирование начинается с диаметров капилляров, не содержащих связанную воду.

Даны рекомендации по определению оптимального размера элементарной ячейки среды, являющимся верхним пределом интегралов при вычислении петрофизических коэффициентов, а также по технологии формирования модели в случае полимодальных распределений диаметра капилляров, характерных для многокомпонентных горных пород.

Разработанная модель успешно опробована на экспериментальном материале. В качестве доказательства правомочности модели принято совпадение у реальных горных пород и их моделей петрофизических коэффициентов, включая и экспериментально установленные распределения пор по размерам. Были рассмотрены даже случаи, когда моделируемые горные породы были представлены по лабораторным измерениям как объекты, образованные несколькими статистически однородными совокупностями компонентов с различными законами распределения пор по размерам. Для этих образцов были сформированы соответствующие модели с практически такими же петрофизическими свойствами.

В качестве примера теоретических исследований с применением разрабатываемой модели приводятся результаты вычисления структурного коэффициента в известной формуле Арчи-Дахнова. В результате использования статистических зависимостей от глубины K_n матрицы и структурного показателя коллекторов, установленных Д.А. Кожевниковым и В.Н. Богаником, показано, что структурный коэффициент также зависит от глубины. В итоге получено теоретическое обоснование универсальной зависимости $R_n = K_n^{-1.68}$, справедливой не только для чистых песчаников, но также для любых статистически однородных по распределению размеров пор коллекторов.

Модель позволяет при наличии данных о распределении пор по размерам определять фильтрационно-емкостные характеристики горных пород, а также оценивать всю совокупность коллекторских свойств по данным измерений ограниченного числа этих свойств. Еще одно применение модель может найти при анализе характера и степени влияния различных факторов на петрофизические характеристики достаточно сложных по структуре природных объектов.

РЕАЛИЗАЦИЯ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ В РАМКАХ ПРИНЦИПА КОНТАКТНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

М.В. Тарантин, Г.В. Простолупов - Горный институт УрО РАН, Пермь

Решение прямых задач является неотъемлемой частью процесса интерпретации гравиметрических материалов. Хотя в действительности геологические объекты трехмерны, иногда предположения об определенной симметричности, понижающие размерность модели, мало сказываются на результатах.

Решение прямых задач обычно не вызывает трудностей: решение всегда имеется и единственно. Поэтому для его нахождения уже разработано множество методов [1]. Обычно реальная среда моделируется совокупностью некоторых объектов, эффект от которых можно относительно просто и быстро найти (тела или фигуры «правильной» формы). В силу аддитивности гравитационного поля суммарный эффект есть простая сумма интегралов, выражающих притяжение каждого элемента модели.

Существуют подходы, представляющие модель совокупностью объектов, размерность которых ниже размерности модели. Ранее [2] был разработан и опробован принцип построения моделей сред, получивший название «контактного», в соответствии с главным составным элементом модели – границей раздела, или контактом, гравиактивных толщ. Поле силы тяжести в такой модели вычисляется как сумма уже поверхностных интегралов (в двумерном случае – криволинейных) по всем составляющим модель контактам:

$$g(r) = G \cdot \sum_k \int_{\Omega_k} \sigma(\xi) \cdot J(r - \xi) \cdot d\xi$$

Вид выражения для $J(x)$ зависит от размерности модели. В качестве функции плотности $\sigma(\xi)$ выступает разность плотностей ниже и выше границы Ω в точке ξ , G есть гравитационная постоянная.

Для реализации решения прямой задачи гравirazведки в соответствии с «контактным» принципом разработаны соответствующие программы. В реализованных алгоритмах предполагается, что границы представлены совокупностью отрезков прямых или элементами плоскостей (например, треугольниками). Выражение для $J(x)$ в двумерном случае имеет вид $J(x) = -\ln(x^2)$, в трехмерном $-J(x) = x^{-1}$. В обоих случаях целевой интеграл может быть представлен суммой нескольких элементарных функций $f_i(r, \xi)$ и вычислен. Разумеется, его выражение в трехмерном случае гораздо сложнее двумерного варианта.

Кроме громоздкости, интеграл по поверхности в ряде весьма вероятных на практике случаев превращается в несобственный. По этой причине его аналитическое вычисление – как суммы аналитических функций – затруднено. В связи с этим в разработанной программе для трехмерного случая вычисление интеграла производится одним из численных методов.

Известно, что достоверность результата численного интегрирования напрямую зависит от шага вдоль интервала интегрирования. Известно также, что при уменьшении шага интегрирования, соответственно, увеличивается время вычислений. Экспериментально установлен шаг интегрирования, обеспечивающий приемлемую точность и время вычислений. Следует отметить, что время, затраченное на численное интегрирование, сопоставимо со временем аналитических вычислений интеграла. Вероятно, это связано с большим количеством преобразований при заменах переменных интегрирования в последнем случае.

Составленные программы используют при работе все возможности современных персональных компьютеров для ввода, представления и редактирования данных: различные варианты отображения, масштабирование, откат изменений, использование «мыши». Это облегчает пользователю создание и изменение моделей исследуемых сред, что, в свою очередь, повышает эффективность работ по моделированию геологического строения подземного пространства.

Вид программы для работы с двумерными моделями показан на рис. 1. Главные элементы рабочего пространства – панель для отображения модели и панель для отображения гравитаци-

онного поля (наблюденного или модельного). Основные параметры отображения и возможные действия над моделью сгруппированы на инструментальной панели.

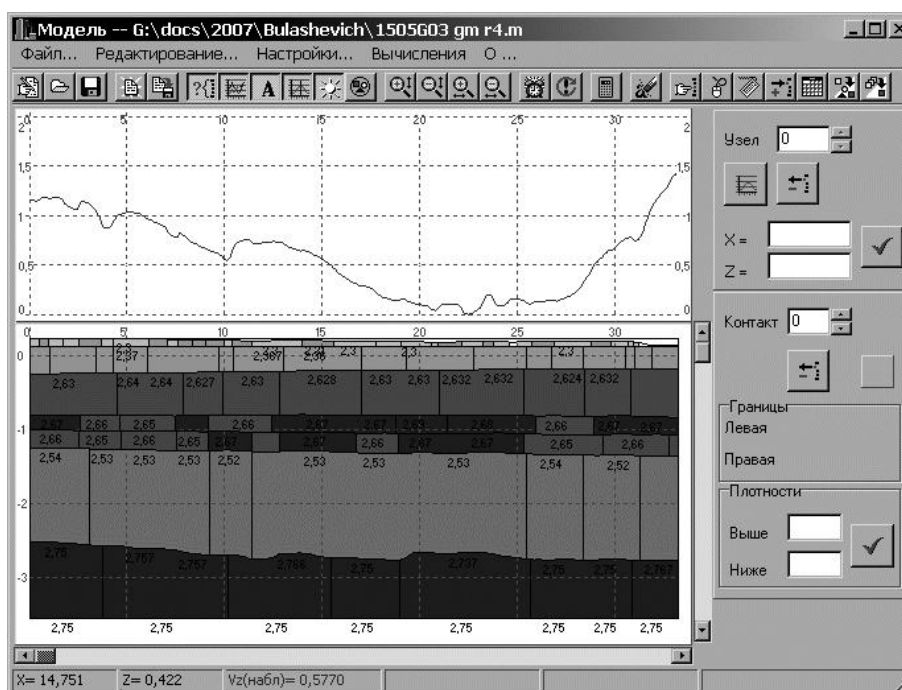


Рис. 1. Внешний вид интерфейса программы

Границы (контакты) представляются совокупностью отрезков прямых. Любой объект, таким образом, может быть задан своим контуром. Собственно граница не несет определенного смысла, следует рассматривать их совокупность (целостную модель) для «отождествления» моделируемых объектов и элементов модели.

Очевидно, что существенное влияние на поле в пределах модели оказывает и среда за пределами модели. Строение этой, уходящей на бесконечность, части пространства полагается плоско слоистым, причем на границах модели непрерывность пластов сохраняется.

Программа позволяет вычислять значение силы тяжести (V_z) и ее вертикальной производной (V_{zz}) в точках некоторого профиля $z(x)$ (в том числе самой верхней границы модели – ее «рельефа») или на горизонтальной прямой. Их положение относительно верхней границы модели в данном случае не имеет значения – профиль может проходить и «внутри» модели, что актуально при подборе параметров моделей с учетом данных наземно-подземной съемки. При этом, для профиля наблюдения может учитываться (или не учитываться) поправка за разновысотность пунктов (редукция Фая), что позволяет сравнивать модельное поле напрямую с наблюдаемым, без введения в последнее каких-либо поправок [3]. В качестве сравнительной характеристики модельного и реального гравитационных полей используется среднеквадратическая их разность.

Для некоторого удобства сравнения реальных и модельных полей предусмотрена возможность усечения модели сверху (при негоризонтальной верхней границе). Это дает возможность приблизить модельное поле к наблюдаемому с учтенным промежуточным слоем (в редукции Буге). В этом случае подразумевается, что параметр плотности промежуточного слоя во введенной поправке соответствует плотностям усеченной толщи. Усечение модели производится по самой нижней точке ее «рельефа». Плотностная неоднородность под рельефной толщи при этом сохраняется.

Вычисленное поле V_z может быть сохранено в структурированный текстовый файл для дальнейшей обработки и сравнения с другими материалами. Кроме этого, возможно создание изображения, содержащего модель и соответствующие графики полей в необходимом масштабе.

Разработанная программа успешно применяется лабораторией геопотенциальных полей института при расчете прямых гравитационных эффектов как от простых моделей, например, погребенных рифовых структур или соляных куполов, так и сложных, например, при создании так называемых сейсмо-гравиметрических моделей, в которых при жестко закрепленных границах раздела сред, совпадающих с отражающими сейсмическими горизонтами, путем введения вертикальных границ, подбираются плотности в слоях между отражающими горизонтами (см. рис. 1).

Литература

1. Пашко В.Ф., Старостенко В.И. Методы решения прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии на ЭВМ (по материалам зарубеж. публ.) М., 1982. 93с.
2. Разработка теоретических основ и программного обеспечения математической обработки и интерпретации потенциальных полей в рамках моделей слоистых сред: Отчет о НИР: 9-90 / Рук. А.С. Маргулис; Исполн.: А.С. Маргулис, М.Я. Пенская. Пермь, 1989. 23 с.
3. Гравиразведка: справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецово́й, К.Е. Веселова. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.

КАРТИРОВАНИЕ И ПРОФИЛИРОВАНИЕ ГЕОПАРАМЕТРОВ

Е.А. Тевелева - Геологический институт РАН, Москва

Картирование и профилирование различных геопараметров является эффективным инструментом моделирования геологической среды – структуры земной коры.

Наиболее традиционная модель связывается с представлением значений параметров среды в виде карты изолиний. Данный метод картирования предполагает, что пункты измерения геопараметра расположены достаточно часто и равномерно.

Однако не во всех случаях этот способ объективно отражает величину геопараметра. Существуют данные, которые в силу физических причин не могут быть измерены на достаточно густой сетке.

К ним, в частности, относятся: кондуктивный тепловой поток и изотопные отношения гелия.

Тепловой поток на континентах измеряется в скважинах, которые бурятся в поисково-разведочных целях по неравномерной сетке, приуроченной к локализации месторождений. Пункты измерения изотопного отношения гелия также расположены неравномерно и приурочены либо к поверхностным источникам, либо к скважинам. Поэтому картирование этих геопараметров с помощью изолиний, как правило, дает искаженные результаты.

Геолого-геофизический профиль – это двумерная модель, на которой размещаются данные, полученные при измерениях или при поисково-разведочном бурении. Профиль дает наиболее наглядную информацию в случае контрастных свойств на границах структур.

Современные методы построения профилей предполагают, что измерение геопараметра приурочено к определенному направлению и определенным интервалам между измерениями. Но пункты измерения теплового потока и изотопного отношения гелия, как было показано выше, привязаны к скважинам или источникам, не лежащим на одной прямой. Поэтому для профилирования рассматриваемых геопараметров требуется специальная процедура.

Задачи профилирования и картирования тесно связаны между собой. Картирование позволяет оценить площадь, которую занимает тот или иной структурно-геологический комплекс. Профилирование позволяет уточнить границы геологических структур, каждая из которых может быть представлена как однородная совокупность данных. Поэтому задачи картирования и профилирования целесообразно решать в комплексе.

Особенность рассматриваемых геопараметров заключается также в том, что они измерены в различных условиях – в разное время и на разной глубине. Таким образом, возникает необходимость объединения данных, различающихся по времени и глубине измерений, так как это позволяет получить более полную картину изменения геопараметра на исследуемой площади.

При проведении профиля требуется выявить границы геологических структур – области однородности данных. В случае, если данные не однородны, проводится специальная процедура по выделению групп однородностей.

Таким образом, к естественным условиям состоятельности задач картирования и профилирования, рассматриваемых геопараметров можно отнести:

1. Независимость кондуктивного теплового потока и изотопного отношения гелия от исторического времени.
2. Независимость кондуктивного теплового потока и изотопного отношения гелия от глубины, на которой проводились измерения.
3. Неоднородность геологической структуры исследуемого участка.

Предлагаемая методика профилирования заключается в следующем: в рассматриваемой области задаются координаты начальной и конечной точек, то есть вектор направления исследования, а также ширина интервала исследования. Использование предлагаемого алгоритма дает возможность определить, какие точки из рассматриваемого региона попадут в область, определяемую выбором направления профилирования и шириной интервала, а также найти пересечения между линией профиля и перпендикулярами, опущенными из каждой точки внутри выбранного интервала. Это позволяет получить четкую картину изменчивости величины геопараметра вдоль направления профилирования [1].

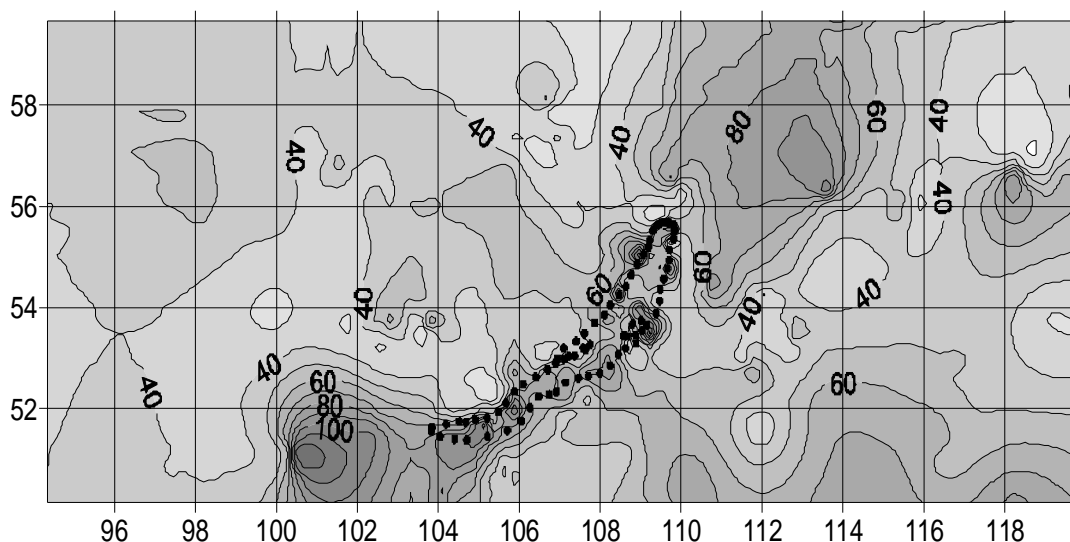


Рис. 1а. Картирование теплового потока изолиниями

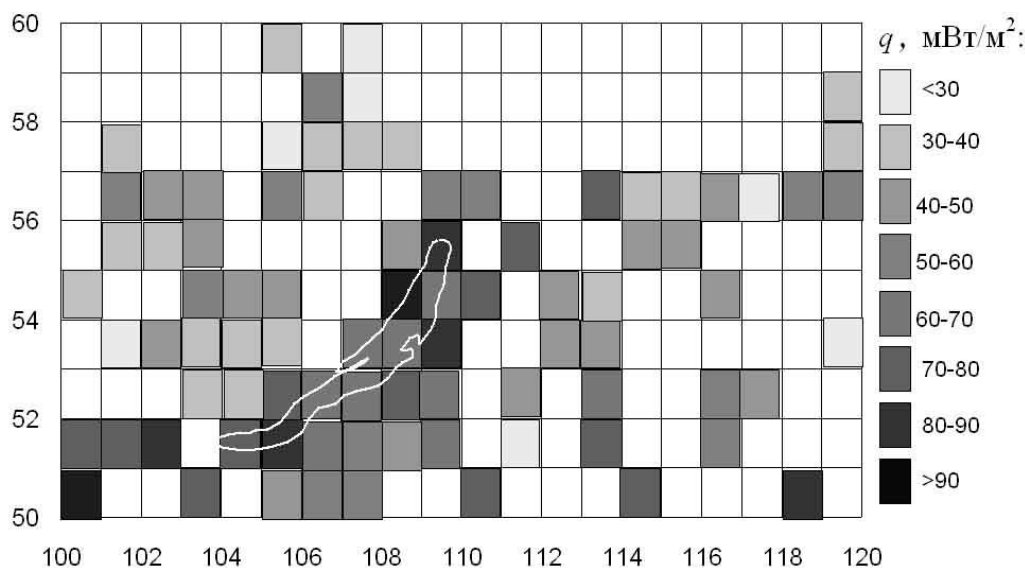


Рис. 1б. Картирование теплового потока «лоскутами»

Предлагаемый способ картирования подразумевает, что исследователем задается шаг разбиения координатной сетки. При этом вся территория оказывается разбитой на квадранты или «лоскуты». Каждой трапеции присваивается среднее значение геопараметра из всех попадающих в квадрат точек, которое отображается цветом [2]. Такое отображение позволяет судить о величине поля, о степени изученности конкретных районов, а также показывает, какие площади вообще не изучены. На рис. 1а. и 1б. изображено картирование Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления изолиниями и «лоскутами», соответственно.

Для нахождения наиболее оптимального варианта картирования разработан алгоритм, позволяющий осуществлять сдвиг начальной точки разбиения области на «лоскуты». При этом происходит сдвиг координатной сетки по широте и долготе, и общая картина меняется, так как в новообразованные квадранты попадут уже другие точки.

Для этого используется закон сложения дисперсий, согласно которому выборочная дисперсия равна сумме межгрупповой дисперсии, отражающей различия в величине признака, которые возникают под действием фактора (условия), положенного в основу группировки и внутригрупповой дисперсии, характеризующей суммарную вариацию внутри групп. В качестве наиболее оптимального варианта следует считать вариант, которому соответствует наименьшая внутригрупповая дисперсия. Это минимизирует дисперсию значений геопараметра внутри каждого «лоскута» и, следовательно, вероятность попадания границы между различными геологическими структурами внутрь одного «лоскута». Таким образом, каждая однородная структура может быть представлена своей группой «лоскутов».

Литература

1. *Тевелева Е.А., Ланеев Е.В., Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.* Профилирование геопараметров: новые идеи // XLII Всероссийская конференция по проблемам математики, информатики, физики и химии. М.: Изд-во РУДН, 2006, с. 79.
2. *Хуторской М.Д.* Введение в геотермию. М.: Издательство Российского университета дружбы народов, 1996. 156 с.
