

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Рассматриваются особенности отображения типовых глубинных структурных элементов земной коры (границы раздела структурно-вещественных комплексов, блоков и пластин, разломы и тектонические покровы) в статистических распределениях источников гравитационных аномалий, изучаемых с помощью непрерывной скользящей автокорреляционной процедуры. Обсуждаются результаты интерпретации гравитационных аномалий в районах с широким развитием коллизионных структур (Восточный Сихотэ-Алинь, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона). Показаны возможности гравитационного автокорреляционного исследования литосферы Тихого океана, окраинных морей и Австралийского континента. Особенности статистической индикации вертикальных и горизонтальных глубинных тектонических границ изучены на имитационных моделях.

Ключевые слова: гравиразведка, зондирование, Сихотэ-Алинь, Северо-Азиатский кратон.

Доминирующим методом гравитационного моделирования глубинных структур земной коры и верхней мантии в последние 30 лет является метод подбора плотностных неоднородностей геологического пространства [27], удовлетворяющих распределениям аномалий силы тяжести на земной поверхности, однако такое моделирование в аккреционно-складчатых районах является весьма неоднозначным. В разрезах с большим количеством прерывистых геологических границ и латеральными вариациями плотностей, при отсутствии априорной информации (глубокое бурение, сейсмическое и магнитотеллурическое зондирования), плотностные модели коллизионных структур иллюстрируют возможность “аналитического подтверждения” самых разнообразных тектонических концепций, но не более того. В сложных геологических условиях малоизученных районов Дальнего Востока России, характеризующихся широким распространением микститовых толщ, разнородных аллохтонных включений и разновозрастных магматических тел, возникает необходимость привлечения дополнительных способов интерпретации гравитационных аномалий и комбинирования их с традиционным подбором плотностных моделей.

Одним из таких способов может быть гравитационное зондирование земной коры с помощью авто-

корреляционных характеристик аномалий Буге [19], анализируемых в широком и непрерывном спектре. При таком зондировании сочетаются принципы (особенности, черты) статистического, аппроксимационного и частотного подходов к интерпретации гравитационных аномалий. Статистическим принципом этой интерпретационной процедуры является построение вероятностных (средних, предельных) распределений глубинных источников гравитационных аномалий в исследуемом разрезе геологического пространства. Аппроксимационная основа зондирования состоит в использовании связи автокорреляционных характеристик гравитационных аномалий с глубиной залегания эквивалентных им элементарных источников определенного класса (в рассматриваемом случае: шара и горизонтального цилиндра). Частотный принцип вытекает из преобразования Хинчина-Винера [2], связывающего энергетический спектр гравитационных аномалий с их автокорреляционной функцией. Уместным здесь представляется вспомнить, что еще 30 лет назад синтез идей и методов функционально-аналитического и статистического анализа декларировался [26] в качестве главной задачи при интерпретации гравитационных аномалий, однако до сих пор статистические методы слабо

используются при изучении глубинных структур земной коры и верхней мантии. И только сегодня к теоретикам и практикам пришло осознание необходимости разработки принципиально новых интерпретационных технологических схем, в которых отдается предпочтение аппроксимационному подходу [27].

Целью статьи является иллюстрация возможностей отображения элементов глубинных геологических структур с помощью автокорреляционного анализа гравитационных аномалий.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Идея интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с помощью их автокорреляционных характеристик высказана достаточно давно [7, 22, 25], известны и примеры использования функций автокорреляции при тектоническом районировании [3, 23, 32], однако практическая ее реализация для постановки широкодиапазонного двумерного зондирования предложена автором [10 (стр. 470), 19]. В Московском геологоразведочном университете на основе этого предложения разрабатываются технологии 3-мерного статистического зондирования [14].

С помощью преобразования Хинчина-Винера [2] К.В. Гладким [7], С.А. Серкеревым [24], В.Н. Глазевым [8] и их последователями выведен ряд соотношений между средней глубиной залегания центров элементарных плотностных неоднородностей (Z_r) и значениями смещения (τ) нормированной автокорреляционной функции гравитационных аномалий $R^H(\tau)$, а аналогичные соотношения для магнитных аномалий еще ранее получены М.Т. Сербуленко [22]. Для двумерных источников с квазиизометричным поперечным сечением, которые аппроксимируются моделью горизонтального цилиндра, С.А. Серкеревым [24] установлена зависимость:

$$R^H(\tau) = \frac{4Z_r^2}{4Z_r^2 + \tau^2} \quad (1)$$

Подставляя в формулу (1) характеристическое значение: $R^H(\tau) = 0.3$, получим:

$$Z_r = \tau_{0.3} / \sqrt{9.3} \approx \tau_{0.3} / \pi \quad (2)$$

Для случая изометричного источника (шар) выведено соотношение: $Z_r = \tau_{0.3} / \sqrt{8}$ [24], и, таким образом, статистические оценки глубины залегания 2-мерных и 3-мерных источников гравитационных аномалий по их автокорреляционным функциям характеризуются близкими значениями. Выражение $Z_r = \tau_{0.3} / \pi$ справедливо и для контактной поверхности, описываемой аномалиями типа “белого шума”

[24] (контрастные флуктуации границы сред, либо – контрастные вариации плотности слоя), что определяет возможность его использования для районов с широким развитием микститов, олистостромовых и аккреционных комплексов.

В применяемой автором расчетной процедуре используется простая численная форма нормированной автокорреляционной функции:

$$R^H(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n U_{z_i} U_{z_{i+\tau}}}{\sum_{i=1}^n U_{z_i}^2} \quad \text{где:} \quad (3)$$

U_{z_i} – текущее значение поля силы тяжести на профиле; τ – смещение между точками сравнения поля; n – число точек в расчетной выборке.

Техника полностью автоматизированных вычислений весьма проста:

1. В скользящей выборке заданного горизонтального размера (окне) с заданным сдвигом окна вычисляется автокорреляционная функция $R^H(\tau)$ и производится определение средней глубины залегания источников гравитационных аномалий по формуле (2), а вычисленные значения, относимые к центру расчетного окна, графически соединяются в кривую (Z_r). Для достижения большей детальности разрезов задаются малые значения сдвига окна.

2. Процедура повторяется при плавно нарастающих размерах скользящего окна, чем достигается эффект автокорреляционного гравитационного зондирования (по аналогии с вертикальным электрическим или магнитотеллурическим зондированием), и в автоматическом режиме строится пространственная развертка вероятных источников аномального гравитационного поля.

Возможности гравитационного автокорреляционного зондирования изучены на имитационных моделях (рис. 1). В модели линейного (поперечного к профилю) поднятия (рис. 1-А), к границе которого приурочены локальные плотностные неоднородности с радиусом 0.5 км и избыточной плотностью 0.2 г/см³, кривые Z_r повторяют форму поднятия, а в апикальной части поднятия наблюдаются слабоконтрастные зоны сгущения кривых Z_r , совпадающие по глубине с геометрическими центрами элементарных модельных тел. Близкий вид разреза Z_r наблюдается в модели антиклинальной структуры (рис. 1-Б), ограниченной условной тектонической границей второго класса [13], т.е. границей, образуемой совокупностью верхних кромок элементарных блоков (или вер-

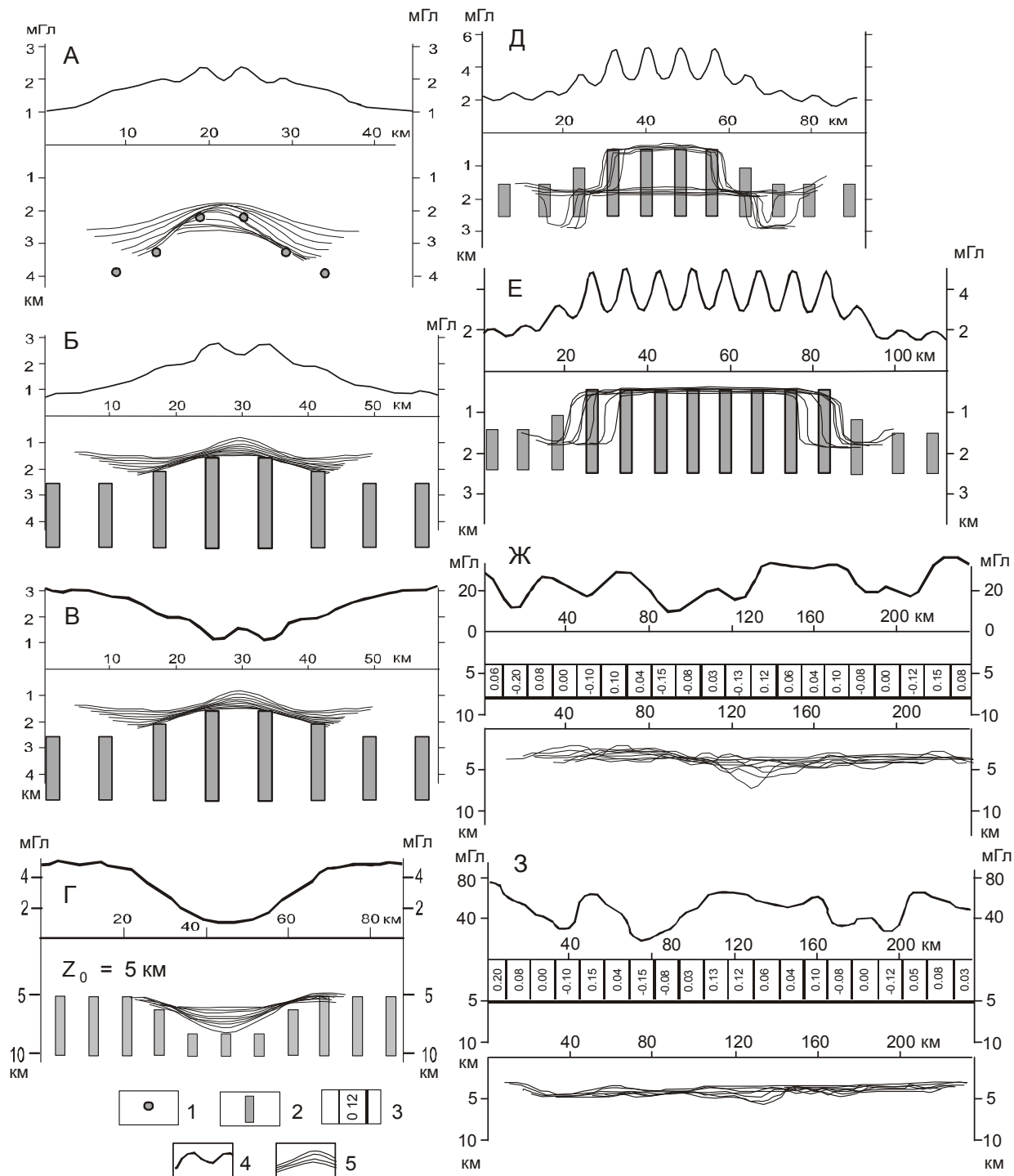


Рис. 1. Имитационные модели гравитационного зондирования тектонических структур по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий.

А – модель тектонического поднятия, осложненного двумерными изометричными плотностными неоднородностями 2-го порядка; Б, В – модели тектонического поднятия с положительной (Б) и отрицательной (В) избыточной плотностью блоков 2-го порядка; Г – модель тектонической депрессии; Д, Е – модели тектонических пластин с одинаковой аномальной плотностью блоков 2-го порядка; Ж, З – модели тектонических пластин с переменной плотностью.

1 – центры двумерных изометричных неоднородностей с аномальной плотностью 0.2 г/см^3 и радиусом 0.5 км ; 2 – двумерные модельные тела с аномальной плотностью 0.1 г/см^3 ; 3 – плотность элементарных блоков в моделях тектонических пластин с переменной плотностью; 4 – графики расчетных аномалий силы тяжести; 5 – кривые зондирования Z_r по расчетным гравитационным аномалиям.

тикальных пластов). Наклонные зоны сгущения корреляционных кривых Z_r приурочены здесь к присводовой части поднятия. При благоприятном сочетании глубины залегания, горизонтальных размеров поднятия и ширины расчетных окон, в разрезе проявляются две зоны сгущения (рис. 1- Д), первая из которых располагается в кровле тектонического выступа, а вторая – вблизи его подошвы. Модель Е иллюстрирует возможность индикации боковых ограниченных горизонтально протяженных тектонических пластин с включениями блоков однородного состава. В такой модели кровля пластин тоже аппроксимируется геологической границей второго класса.

Модели А, Б, Д и Е на рис. 1 характеризуются положительной избыточной плотностью (0.1 г/см^3) элементарных гравитационных возмущений и антиклинальной формой огибающих их границ. Идентичный вид разрезов Z_r наблюдается в случае отрицательной избыточной плотности элементарных плотностных неоднородностей (в реальных геологических условиях им могут соответствовать гранитоидные тела) в антиклинальных тектонических структурах (рис. 1-В). Последняя модель близка к геологическим характеристикам складчатых систем.

Поскольку контрастность гравитационных аномалий с увеличением глубины залегания источников ослабевает (а это ведет к приближенности кривых Z_r к земной поверхности), отрицательные формы рельефа глубинных тектонических границ плохо отображаются в разрезах Z_r (они проявляются только на фоне сопредельных с ними поднятий). Однако изучение протяженных депрессионных структур, обратных моделям А, Б, В, Д и Е (рис. 1), возможно с помощью инверсированных (зеркально отраженных) разрезов Z_r , при построении которых вычисление средней глубины залегания элементарных источников (Z_r') в пределах расчетного окна осуществляется по формуле: $Z_r' = 2Z_0 - Z_r$, где: Z_0 – глубина залегания отражающей границы, определяемой по зонам сгущения корреляционных кривых Z_r за пределами структур, либо – по априорным геолого-геофизическим данным (например: по стратиграфическим оценкам глубины залегания изучаемой тектонической границы в рассматриваемом районе). Пример отображения тектонической депрессии с помощью инверсированной расчетной процедуры показан на рис. 1- Г. В данной работе второй (инверсный) тип моделей не используется, поскольку горизонтальные размеры скользящего окна (L) на рассматриваемых ниже профилях (рис. 2, 4) и в точках зондирования

(рис. 3) в несколько раз (3 и более) превышают горизонтальные размеры геологических структур, а объектом интерпретации разрезов Z_r в большинстве случаев являются субгоризонтальные зоны сгущения корреляционных кривых Z_r , наблюдаемые вне связи с локальными формами рельефа приповерхностных геологических границ и соответствующих им гравитационных аномалий.

Модели Ж и З на рис. 1 доказывают возможность отображения в разрезах Z_r верхних (модель Ж) и нижних (модель З) границ тектонических пластин с неоднородной плотностью. Эти модели адекватны структурам аккреционных (последовательно приключаемых друг к другу) и олистостромовых (покровных) комплексов на границах литосферных сегментов с различным возрастом и типом земной коры. Характерным для этого типа моделей является слабая зависимость глубины залегания зон сгущения кривых Z_r от вариаций плотности блоков внутри пластин и, соответственно, распределений локальных аномалий силы тяжести по профилю.

Менее эффективно на разрезах автокорреляционного зондирования проявляются “гладкие” протяженные тектонические границы, характерные для платформенных областей. При плавных изменениях аномалий силы тяжести с постоянным горизонтальным градиентом кривые Z_r располагаются субгоризонтально, и только зоны экстремумов аномалий отмечаются локальными воздыманиями этих кривых.

Исходя из статистической сути рассмотренных выше построений, наблюдаемые во многих случаях (рис. 1 – Б, В, Д, Е, Ж и З) зоны сгущения корреляционных кривых Z_r могут быть названы “статистическими гравитирующими границами” структурно-вещественных комплексов литосферы. Так же как и в случае традиционного плотностного моделирования без априорной информации, эти границы не являются однозначно определенными, однако могут быть полезными при сравнительных оценках глубины залегания, вертикальной мощности и горизонтальной протяженности сложных по составу тектонических пластин и слоев. Как будет показано ниже (рис. 4, разрез 1-1), статистические образы глубинных структур могут быть адаптированы в качестве нулевого приближения к конечно-метрическим плотностным моделям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Наиболее общей и часто проявляющейся особенностью разрезов гравитационного автокорреляцион-

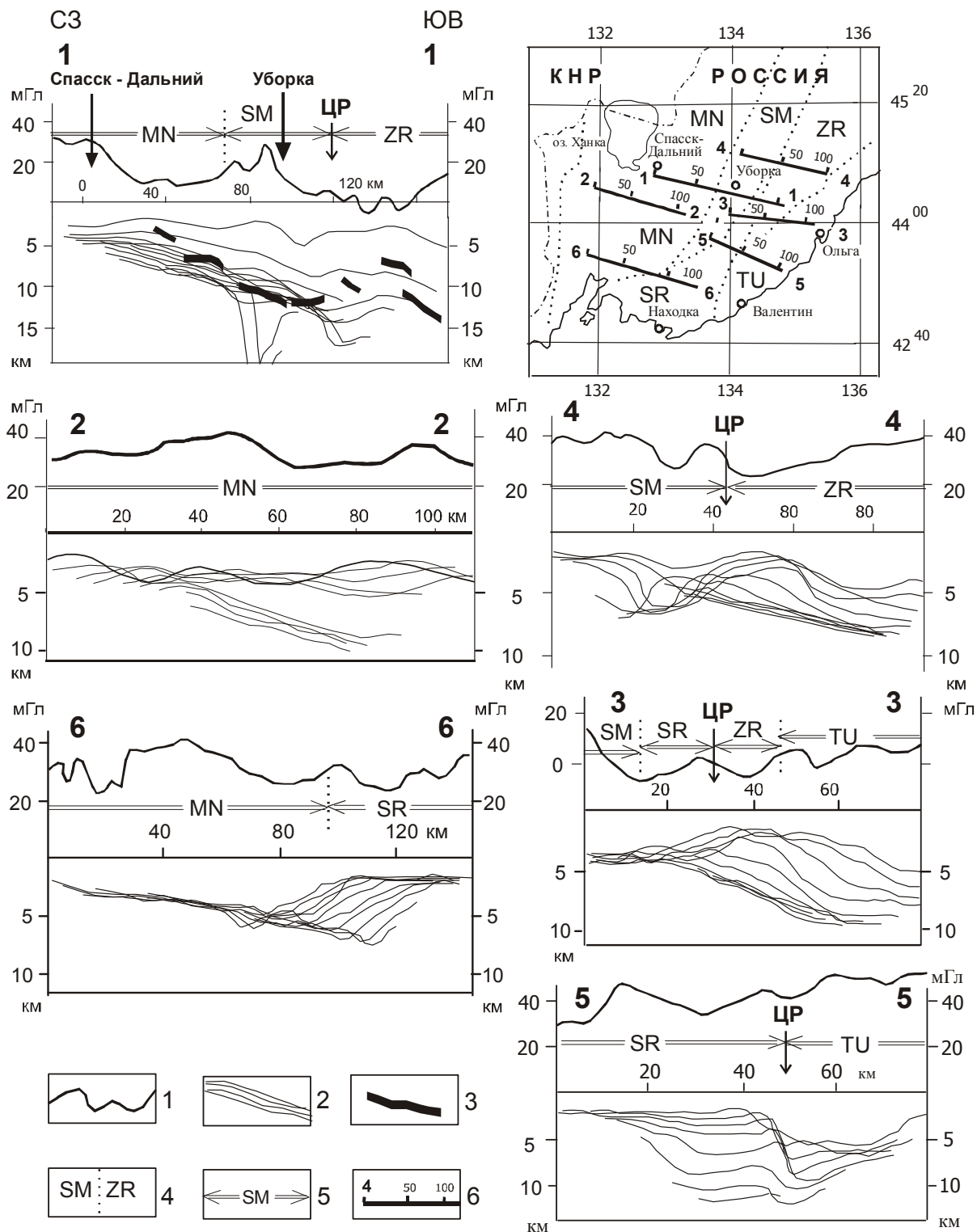


Рис. 2. Результаты гравитационного зондирования Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы. 1 – аномалии Буге по профилям исследований в условном уровне; 2 – корреляционные кривые $Z_{г}$; 3 – скоростные преломляющие границы с граничной скоростью 6.2–6.4 км/с на профиле ГСЗ “ Спасск-Зеркальная “ [1]; 4, 5 – границы тектоно-стратиграфических террейнов на схеме (4) и разрезах (5); 6 – профили зондирования на схеме. Наименования террейнов [31]: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, TU – Тау-хинский; SR – Сергеевский. ЦР – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом (местоположение на разрезах).

ного зондирования в реальных геологических условиях является существование зон сгущения кривых Z_r , обычно совпадающих с глубинными границами раздела структурно-вещественных комплексов по геологическим данным (стратиграфические оценки) или тектоно-физическими границами, выделяемыми в результате сейсмического зондирования [17–19].

Примером корреляции зон сгущения кривых Z_r со скоростными границами в земной коре является профиль 1-1 в Сихотэ-Алине, совпадающий с западным отрезком профиля глубинного сейсмического зондирования “Спасск–Зеркальная” (рис. 2). Преломляющая граница с граничной скоростью 6.4 км/с отождествляется здесь с кровлей кристаллических (допалеозойских) пород, подстилающих вулканогенно-осадочные образования Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса стратиграфической мощностью 5–7 км [1]. Похожие зоны сгущения кривых Z_r наблюдаются на расположенных южнее профилях 2-2 и 6-6 (рис. 2), а резкое воздымание кривых в восточной части профиля 6-6 соответствует западной границе Сергеевского террейна, сложенного раннепалеозойскими метаморфическими комплексами [31]. На профиле 5-5 (рис. 2) в разрезе автокорреляционного зондирования четко фиксируется восточная граница Сергеевского террейна. Поведение кривых Z_r здесь близко к виду имитационной модели бокового ограничения горизонтальной тектонической пластины (рис. 1-Е).

Восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома геологический и, соответственно, скоростной разрез значительно усложняются: число границ резко увеличивается, наблюдаются зоны пониженной скорости волн внутри “гранитно-метаморфического” и “базальтового” слоев [1, рис. 41], что обуславливает неоднозначность плотностного гравитационного моделирования глубинных структур, которое ограничивается, по этой причине, вычислением средних плотностных характеристик верхне- и нижнекорового слоев [4]. Проблема гравитационного моделирования земной коры в Восточном Сихотэ-Алине усугубляется тем, что геологический разрез здесь сложен: в нем представлены вулканоплутонические образования весьма неоднородного состава (от габбро и андезитов до гранитов и риолитов), осадочные породы, олистостромовые и аккреционные комплексы [9, 12, 31].

Пространственно-статистические распределения плотностных неоднородностей в Восточном Сихотэ-Алине (рис. 2, разрезы 3-3 и 4-4) увязываются с геологическими данными о широком развитии здесь тектонических покровов, аккреционных комплексов [9, 12, 31] и увеличении мощности мезозойского вул-

каногенно-осадочного разреза по направлению к акватории Японского моря [31]. Наблюдаемая зона сгущения кривых Z_r в нижней части разреза 4-4 соответствует, по-видимому, подошве крупной берриас-валанжинской тектонической пластины с терригенным матриксом в составе Журавлевского террейна, надвинутой на позднеюрские палеоокеанические базальты и кремни [31, стр. 17], которые широко распространены западнее, в пределах Самаркинского террейна. По взаимному положению зон сгущения кривых Z_r в области сочленения Сергеевского, Таухинского и Журавлевского террейнов (рис. 2, схема) в разрезе 3-3 (рис. 2) можно предположить существование аккреционной призмы, что согласуется с геологической характеристикой (неокомовая аккреционная призма) Таухинского террейна [31, стр. 14].

Пространственному положению субгоризонтальных “статистических гравитирующих границ” (рис. 2) соответствуют асимптоты и участки выполаживания одномерных характеристик зондирования: $Z_r = F(L)$ относительно ординаты L , где: L – ширина расчетного окна (рис. 3). Так, разрезу 1-1 на рис. 2 (в точке $x = 70$ км) соответствует характеристика 1 на рис. 3, а разрезу 4-4 (в точке $x = 60$ км) характеристика 2 на рис. 3. Аналогичным образом в Нижне-Амурском районе (график 3, рис. 3) при гравитационном зондировании на глубине порядка 3 км проявляется подошва вулканического покрова. В Приохотском районе (график 4, рис. 3) наблюдается несколько зон относительного сгущения кривых Z_r : в приповерхностной части разрезов (на глубинах 2–2.5 км) они соответствуют подошве вулканического чехла, а на более глубоких горизонтах (5–6 км, чаще 7–8 км) – подошве “верхоянского” складчатого комплекса.

Еще одним примером гравитационного автокорреляционного зондирования при среднемасштабных исследованиях глубинных структур земной коры (шаг гравиметрических наблюдений 2–2.5 км) являются результаты изучения зоны сочленения разновозрастных тектонических комплексов на юго-восточном обрамлении Северо-Азиатского кратона (рис. 4). Статистические гравитирующие границы здесь также увязываются с сейсмическими (рис. 4, профиль 2-2) и геологическими данными. В южной части профиля 2-2 наклонная к югу зона сгущения кривых Z_r разделяет две области сейсмического разреза (метод обменных волн землетрясений), различающиеся количеством и наклоном границ интенсивного обмена волн. С севера, в нижней части разреза 2-2, с резким угловым несогласием к ней прилегает другая зона сгущения, глубина залегания которой соответствует положению подошвы сиалического слоя

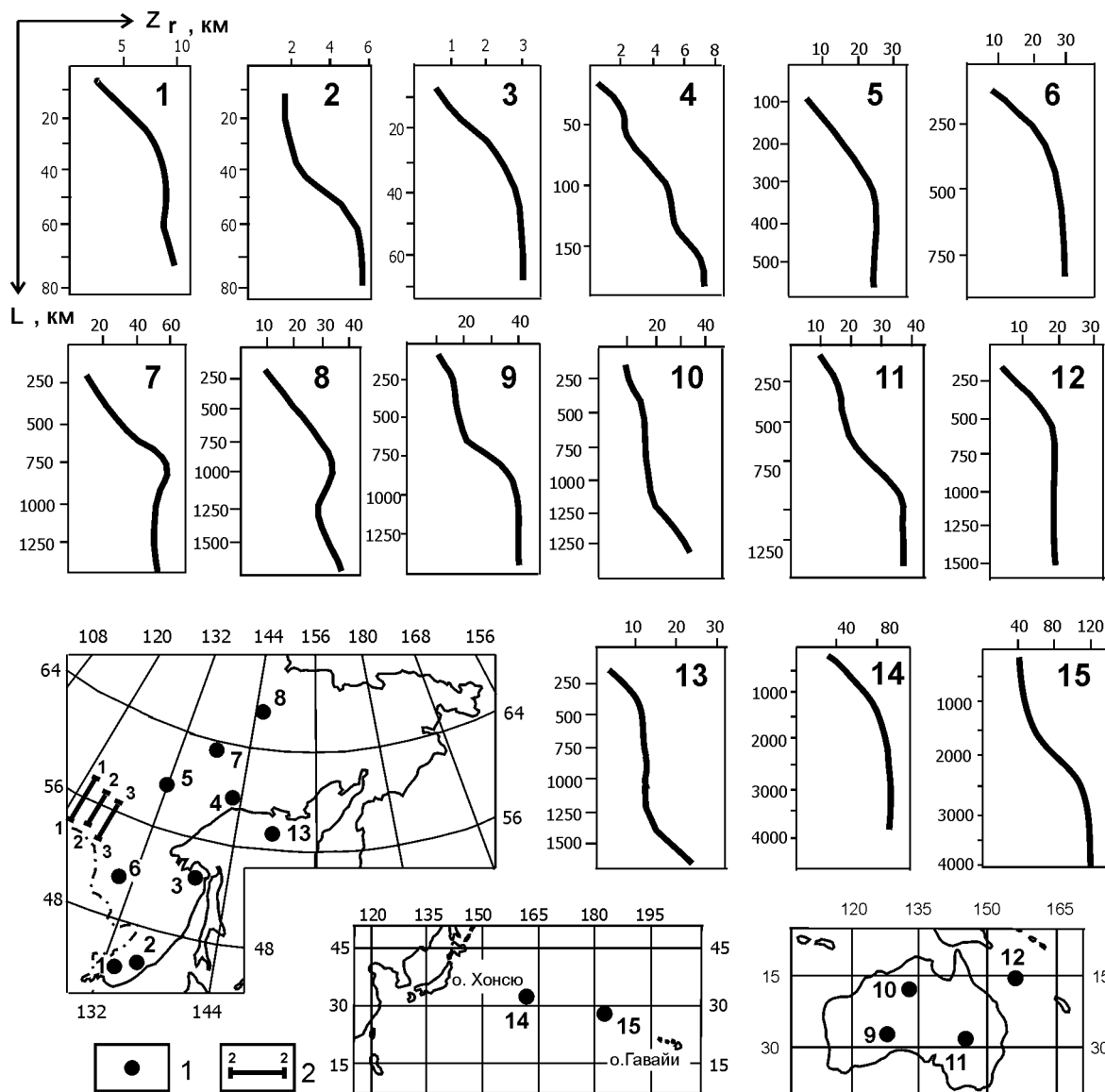


Рис. 3. Типичные одномерные характеристики гравитационного зондирования (Z_r – средняя глубина залегания источников гравитационных аномалий; L – ширина расчетного окна).

1 – точки зондирования; 2 – профили зондирования (см. рис. 4); Районы исследований: 1 – Ханкайский супертеррейн; 2 – Восточный Сихотэ-Алинь; 3 – Нижне-Амурский террейн; 4 – Охотский террейн; 5 – восточный выступ Сибирской платформы; 6 – Амурский супертеррейн (Амуру-Зейская впадина); 7 – Предверхоанский прогиб; 8 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 9 – впадина Оффисер в западной Австралии; 10 – синеклиза Уайсо в северной Австралии; 11 – Восточно-Австралийский осадочный бассейн (Эроманга); 12 – Коралловое море; 13 – Охотское море (северная часть); 14 – Северо-Западная плита Тихого океана; 15 – Гавайский архипелаг.

земной коры (границы Конрада) [5]. Место сочленения статистических гравитационных границ, выраженных зонами сгущения кривых Z_r , соответствует положению Желтулакского регионального разлома (рис. 4, схема), разделяющего Селенгино-Становой и Джугджуро-Становой блоки Станового складчатого пояса. По этому разлому установлены [11] признаки надвигания протерозойских и позднеархейских ком-

плексов Становика на раннеархейские комплексы Алданского щита. Суммарную амплитуду горизонтального перемещения приповерхностных тектонических покровов с юга на север можно оценить по взаимному положению предполагаемой глубинной (координата $x \approx 100$ км) и приповерхностной ($x \approx 240$ км) границ Алданского щита (рис. 4, разрез 2-2). По этому признаку она составляет 120–140 км.

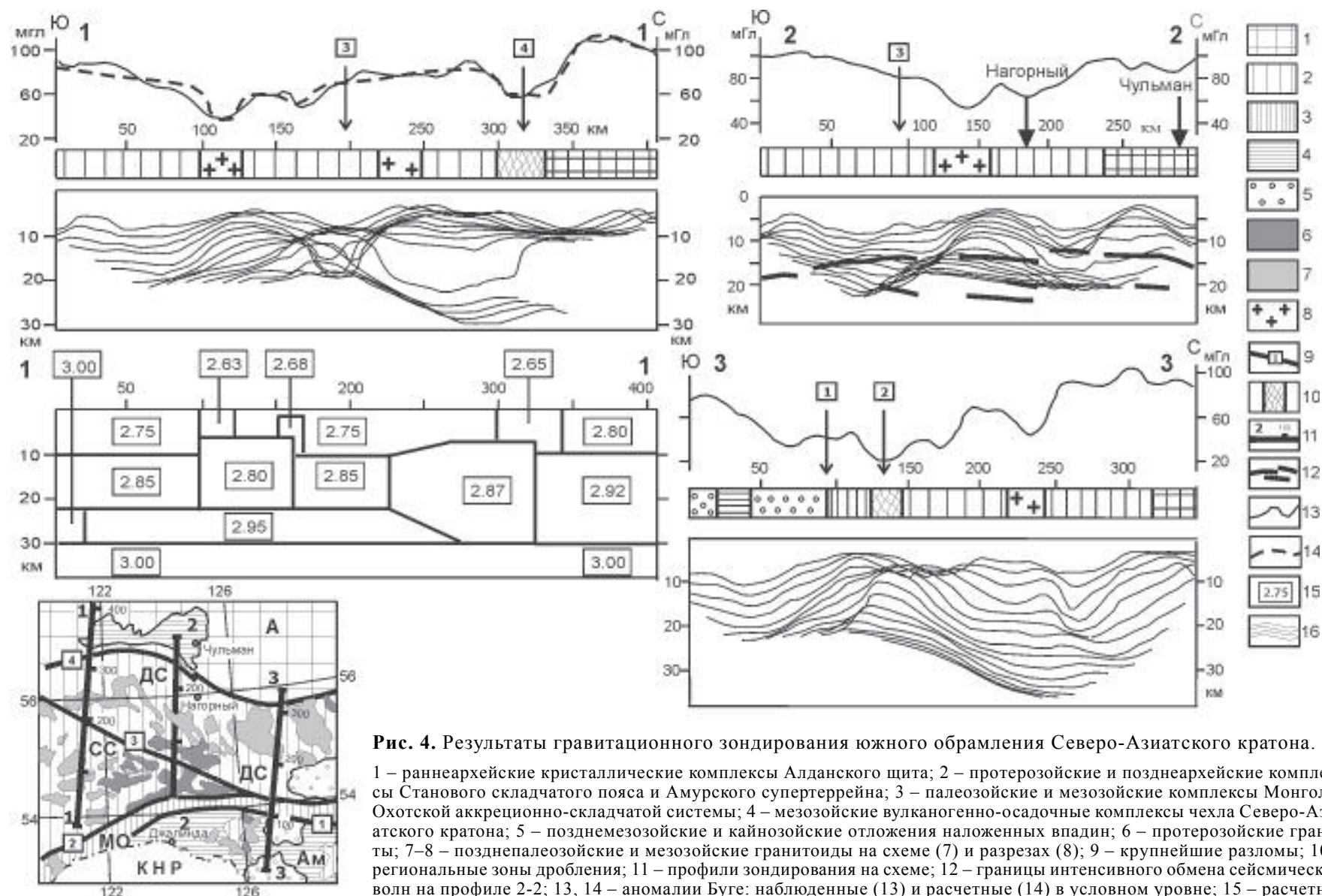


Рис. 4. Результаты гравитационного зондирования южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

1 – раннеархейские кристаллические комплексы Алданского щита; 2 – протерозойские и позднеархейские комплексы Станового складчатого пояса и Амурского супертеррейна; 3 – палеозойские и мезозойские комплексы Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы; 4 – мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы чехла Северо-Азиатского кратона; 5 – позднемезозойские и кайнозойские отложения наложенных впадин; 6 – протерозойские граниты; 7–8 – позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды на схеме (7) и разрезах (8); 9 – крупнейшие разломы; 10 – региональные зоны дробления; 11 – профили зондирования на схеме; 12 – границы интенсивного обмена сейсмических волн на профиле 2-2; 13, 14 – аномалии Буге: наблюдаемые (13) и расчетные (14) в условном уровне; 15 – расчетная плотность структурно-вещественных комплексов на профиле 1-1; 16 – корреляционные кривые Z_r .

Наименования тектонических структур: А – Алданский щит, Ам – Амурский супертеррейн, СС – Селенгино-Становой блок Станового складчатого пояса, ДС – Джугджуро-Становой блок Станового складчатого пояса, МО – Монголо-Охотская аккреционно-складчатая система. Наименования разломов (цифры в квадратах): 1– Южно-Тукурингрский, 2– Северо-Тукурингрский, 3 – Джелтулакский, 4 – Южно-Якутский (Становой).

На расположенном западнее профиле 1-1 (рис. 4) зона резкой смены типов глубинного разреза также смещена к югу от приповерхностной границы Алданского щита на 130–150 км. В пределах перекрытой тектоническими покровами части щита ($x = 200 \div 330$ км) зонами сгущения кривых Z_r очерчивается слой, соответствующий объему сиалической составляющей земной коры Сибирской платформы, мощность которого сокращается в южном направлении. Согласно плотностной модели земной коры по этому профилю (рис. 4), составленной на основе пространственно-статистических распределений гравитирующих неоднородностей и с привлечением петроплотностной карты [21], расчетная плотность этого слоя составляет 2.87–2.92 г/см³, что соответствует плотности раннеархейских гранулитовых комплексов в центральных районах Алданского щита.

Похожим образом в разрезах Z_r проявлена зона сочленения протерозойско-позднеархейских кристаллических комплексов Становика с позднепалеозойскими и мезозойскими комплексами Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы и Амурского (Буреинского) супертеррейна. Структурное несогласие кривых Z_r на профиле 3-3 (рис. 4) приурочено к региональному Северо-Туруингрскому разлому, проходящему вдоль северной границы Монголо-Охотской системы. Так же, как и на профиле 1-1, подошва древнейших сиалических кристаллических комплексов отображается здесь зоной сгущения кривых Z_r , полого погружающейся в северном направлении.

С увеличением шага регистрации поля (до 5–10 км) и размеров скользящей выборки (до 1500 км) на разрезах Z_r проявляются особенности строения более глубоких горизонтов коры. Примером мелко-масштабного зондирования земной коры является профиль Жиганск-Зырянка-Хатырка [10, стр. 470], в пределах которого зоны сгущения кривых Z_r наблюдаются в основании земной коры на глубинах 30–35 км под Колымо-Омолонским супертеррейном и 55 км – под Предверхоанским прогибом. Глубина залегания главной статистической гравитирующей границы и тенденции ее поведения здесь близки к сейсмическим оценкам подошвы земной коры [6]. Типичная характеристика зондирования Колымо-Омолонского супертеррейна по этому профилю показана на графике 8 (рис. 3), а Верхоянского складчатого пояса по траверсу Уруша–Алдан–Якутск–устье р. Алазея – на графике 7 (рис. 3). В восточной части Сибирской платформы в широтных разрезах Z_r хорошо проявлена подошва сиалического слоя земной коры (график 5, рис. 3). Глубина залегания этой границы (26–

28 км) близка к результатам зондирования южной части Алданского щита (перекрытой тектоническими покровами Становика) по профилю 3-3 (рис. 4).

Глубина залегания главной гравитирующей границы в Амурском (Буреинском) эпикратонном блоке (график 6, рис. 3), при пересечении его широтными профилями, близка к глубине залегания подошвы земной коры, которая, по сейсмическим и гравиметрическим оценкам [15, 30], составляет здесь 34–38 км, а в точке зондирования (Амуро-Зейская впадина) – 32–34 км.

На графиках 9–11 (рис. 3) приведены типичные характеристики зондирования земной коры Австралийского континента, полученные автором в результате статистической обработки гравиметрической карты Австралии, составленной во ВНИИ Зарубежгеология (1980). В разрезах автокорреляционного зондирования здесь фрагментарно (горизонтальная протяженность зон сгущения кривых Z_r составляет 500–600, реже 1000 км) проявлены подошва сиалического слоя (на глубинах 15–20 км) и подошва земной коры (35–50 км). Указанные диапазоны залегания статистических гравитирующих границ коррелируются с участками (зонами) резкого излома скоростных характеристик земной коры в разрезах северной и юго-восточной Австралии [35], скачками скоростей – в разрезах южной окраины Австралийского континента [33] и волноводами – в восточной Австралии [34]. По данным гравитационного зондирования, в западной и центральной Австралии наблюдается утолщение корового гравитационно-активного слоя под древними кристаллическими блоками (Йилгарн, Пилбара, Масгрейв, Гоулер) до 50–55 км, а в районах, где мощность чехла увеличена (синеклизы Оффисер, Каннинг, Уайсо, Джорджина), в разрезах зондирования проявляется подошва сиалического слоя земной коры (граница Конрада). В пределах Восточно-Австралийского осадочного бассейна (Эроманга) мощность “статистической гравитационной коры” варьирует от 30 км в центральной части бассейна до 40–50 км – в его юго-восточной части, где мезозойские и кайнозойские плитные комплексы перекрывают складчатую систему Лаклан. Охарактеризованные тенденции в поведении статистических гравитирующих границ на территории Австралии в общих чертах согласуются с поведением скоростных границ [33, 34, 35].

Главные скоростные границы раздела земной коры (Мохо и Конрада) отчетливо отображаются в разрезах гравитационного зондирования окраинных морей Тихого океана: асимптота Z_r на графике 12

(рис. 3) соответствует положению подошвы земной коры в Коралловом море [33], а перегиб характеристики на графике 13 (рис. 3) – подошве сиалического слоя земной коры в северной части Центрально-Охотоморского террейна [28]. На трансрегиональном профиле через Тихий океан (Сихотэ-Алинь–о. Хоккайдо–возвышенность Шатского–банка Милуоки–атолл Мидуэй–о. Гавайи) зона сгущения кривых Z_r в районе Императорских гор наблюдается на глубине 80–90 км, где она соответствует подошве литосферы [29]. На рис. 3 приведены одномерные характеристики двух точек зондирования по этому профилю (диаграммы 14 и 15), из которых можно предположить увеличение мощности гравитационно-активного слоя литосферы под Гавайским архипелагом до 120 км. С разрезом по этому профилю можно ознакомиться в работах [17, 18].

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что существование дискретных зон сгущения кривых Z_r является широко распространенной особенностью статистических распределений плотностных неоднородностей в литосфере. Выявленная дискретность может быть обусловлена дискретно-упорядоченными пространственными характеристиками элементарных геологических тел и структур (блоков, интрузивных тел, пликативных дислокаций и др.), резко различными в смежных структурно-вещественных комплексах литосферы вследствие разных типов палеотектонических режимов, завершивших консолидацию этих комплексов.

Возможности выявления и пространственного описания “статистических гравитирующих границ” с помощью автокорреляционного зондирования определяются точностью и шагом измерения гравитационных аномалий. При зондировании приповерхностных горизонтов коры с детальным шагом гравиметрических наблюдений (0.1–0.25 км) возможны диагностика и картирование кровли интрузивно-купольных структур, подошв надвигов и шарьяжей до глубины 1–1.5 км от поверхности [20], а при шаге наблюдений 0.5–1 км – границ крупных тектонических пластин и аккреционных призм вертикальной мощностью 3–10 км (рис. 2). При региональных исследованиях с шагом наблюдений от 2 до 10 км в разрезах автокорреляционного гравитационного зондирования проявляются главнейшие границы раздела земной коры: подошвы сиалического (континентального) и симатического (океанического) слоев (рис. 3, 4), а на трансрегиональных профилях протяженностью 5 000–10 000 км возможно картирование подошвы литосферного гравитирующего слоя.

Осложняющими факторами зондирования по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий являются:

1. Отсутствие данных на обрамлении расчетных профилей, что ограничивает вертикальный диапазон зондирования и горизонтальную протяженность “полезной” (информационной) части разрезов.

2. Наличие интенсивных и широких зон градиентов силы тяжести, горизонтальные размеры которых на исследуемом профиле соизмеримы с шириной расчетного окна (L). В этом случае в точке максимального горизонтального градиента силы тяжести регистрируется прогибание корреляционных кривых Z_r в широком глубинном диапазоне.

Эти осложнения, однако, могут быть, в той или иной степени, преодолены: первое – с помощью экстраполяционных полиномов, продолжающих гравитационные аномалии в область отсутствия данных, второе – путем ослабления гравитационных ступеней аналитическими (прямая задача) или частотными (осреднение, пересчеты вверх и другие трансформации) способами.

Второй особенностью разрезов гравитационного зондирования являются зоны резкого изгиба корреляционных кривых Z_r , либо резкой смены типа разреза, примерами которых являются разрезы 5-5 и 6-6 на рис. 2, разрезы 1-1, 2-2 и 3-3 на рис. 4. Пространственное положение этих зон, как правило, совпадает с положением крупных разломов – структурных швов, разделяющих тектонические области с разным набором, составом и историей формирования структурно-формационных комплексов, в современном понимании – с границами террейнов (см. разрезы 5-5 и 6-6 на рис. 2). Такие разломы, будучи перекрыты плитными комплексами или тектоническими покровами, часто не сопровождаются мощными гравитационными ступенями с выраженными максимумами горизонтальных градиентов силы тяжести, что затрудняет их распознавание и картирование непосредственно по гравитационным аномалиям.

Третьей особенностью разрезов гравитационного зондирования является проявление в них участков (зон) резкого сокращения или увеличения мощности гравитационно-активного слоя, которые могут быть связаны, соответственно, со структурами растяжения или сжатия земной коры. Типичные зоны растяжения наблюдаются в зонах Джелтулакского структурного шва (разрез 1-1 на рис. 4) и Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы (разрез 3-3 на рис. 4), а структуры сжатия – в мезозойских аккреци-

онных комплексах Сихотэ-Алиня (разрез 3-3 на рис. 2) и в южной (перекрытой тектоническими покровами) части Алданского щита (разрез 1-1 на рис. 4). “Статистическому образу“ структуры растяжения в зоне сочленения Северо-Азиатского кратона с Амурским супертеррейном (разрез 1-1 на рис. 4) не противоречит плотностная модель, характеризующая сокращением мощности и разуплотнением среднекорового сиалического слоя.

Еще более контрастные сокращения мощности гравитационно-активного слоя (структуры растяжения) выявлены автором в разрезах гравитационного зондирования земной коры под глубоководными котловинами (Фиджи, Тасманская), а утолщения (структуры сжатия) – под подводными возвышенностями и островными дугами (Норфолк, Лорд-Хау, Новые Гебриды) в юго-западных морях Тихого океана [16].

ВЫВОДЫ

Рассмотренные данные иллюстрируют возможности диагностики и начального параметрического описания фрагментов глубинных геологических структур с помощью гравитационного зондирования по автокорреляционным функциям аномалий силы тяжести в условиях дефицита априорной информации:

1. В разнообразных по геологическому строению районах и вне зависимости от локальных форм гравитационных аномалий зонами сгущения корреляционных кривых Z_r отображаются наиболее контрастные субгоризонтальные границы раздела структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии, глубина залегания и особенности рельефа которых согласуются с поведением тектонических и тектоно-физических границ.

2. Резкая смена типов статистических распределений гравитирующих неоднородностей по латерали является признаком глубинных разломов, разграничивающих блоки земной коры с различным возрастом и набором геологических формаций: тектоно-стратиграфические террейны.

3. Взаимное пространственное положение корреляционных кривых Z_r может быть индикатором структурных и палеогеодинамических обстановок при формировании дисгармоничных геологических структур: надвигов и шарьяжей, клиноформных тектонических пластин, аккреционных призм, структур растяжения и сжатия.

4. Возможность диагностики типовых элементов глубинных геологических структур с помощью рассмотренной автокорреляционной модификации

гравитационного зондирования подтверждается имитационными моделями.

Применение автокорреляционного гравитационного зондирования является простым способом экспресс-оценки закрытых и малоизученных территорий со сложным геологическим строением на начальных этапах геолого-геофизических исследований. Получаемые в результате зондирования пространственно-статистические модели распределения элементарных источников гравитационных аномалий могут быть использованы в качестве нулевого приближения к стандартным, конечно-метрическим, плотностным моделям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
2. Батт М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1980. 535 с.
3. Берлянд Н.Г., Розе Е.Н. Применение корреляционного анализа для районирования потенциальных полей // Геомагнетизм и аэрономия. 1971. № 2. С.43–48.
4. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 141 с.
5. Булин Н.К., Афанасьева Е.А., Проняева Е.Н., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–139.
6. Булин Н.К. Глубинное строение Верхояно-Чукотской области по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 77–85.
7. Гладкий К.В. Гравиразведка и магниторазведка. М.: Недра, 1967. 316 с.
8. Глазнев В.Н. Применение теории корреляционных функций для анализа и интерпретации потенциальных полей. Автореф. дисс.... канд. физ.-мат. наук. Апатиты, 1979. 24 с.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
10. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
11. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
12. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
13. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
14. Лебедев А.Н., Петров А.В. Статистическое зондирование геополей // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 106–110.
15. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижного поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 21–27.

16. Петрищевский А.М., Демура Г.В. Гравитационное зондирование западно-тихоокеанских переходных зон “континент-океан” // Тез. докл. III Тихоокеан. шк. Ч. 2. ДВО АН СССР. Владивосток, 1987. С. 16–18.
17. Петрищевский А.М., Лойтер П. П. Гравитационное частотное зондирование литосферы Восточно-Азиатской зоны сочленения “континент-океан” // Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий: материалы 13 сес. Всесоюз. семинара им. Г.Д. Успенского). Ташкент: Фан, 1988. С. 307–319.
18. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988. 168 с.
19. Петрищевский А.М. Гравитационное частотное зондирование земной коры по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий // Прикладная геофизика. 1989. Вып. 121. С. 169–175.
20. Петрищевский А.М. Глубинная структура Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 106 с.
21. Петроплотностная карта зоны Байкало-Амурской магистрали / Сост. Зотова И.Ф., Романовский Н.П. // Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали. Л., ВСЕГЕИ. 1988. 1 л.
22. Сербуленко М.Г. Корреляционный метод интерпретации двумерных потенциальных полей // Геология и геофизика. 1960. № 11. С. 109–113.
23. Серкерев С.А. Применение данных гравиразведки и магниторазведки для тектонического районирования // Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1976. С. 36–61.
24. Серкерев С.А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке. М.: Недра, 1986. 247 с.
25. Страхов В. Н. О некоторых оценках глубины залегания возмущающих масс // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1963. №1. С. 90–109.
26. Страхов В.Н. О состоянии и задачах математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 5. С.112–119.
27. Страхов В.Н. Становление новой парадигмы – это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли. 2002. № 3. С. 3–20.
28. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 337 с.
29. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 232 с.
30. Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А., Рейнлиб Э.Л., Бай Данхай. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.
31. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с. 3 л.
32. Ярош А.Я., Дементьева Г.Д. Использование нормированной функции автокорреляции для тектонического районирования востока Сибирской платформы // Вопросы разведочной геофизики. Свердловск, 1969. Вып. 64. С. 18–22.
33. Dooley J.C. Variation of crustal mass over the Australian region // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1976. 1. P. 291–295.
34. Finlayson D.M., Collins C.D.N., Lock J. P-wave velocity features of the lithosphere under the Eromanga Basin, Eastern Australia, including a prominent midcrustal (Conrad ?) discontinuity // Tectonophysics. 1984. V. 101. P. 267–291.
35. Finlayson D.M., Mathur S.P. Seismic refraction and reflection features of the lithosphere in northern and eastern Australia, and continental growth // Annales Geophysicae. 1984. V. 2 (6). P. 711–722.

Поступила в редакцию 17 декабря 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.M. Petrishchevskiy

Gravitational autocorrelation indicators of deep-seated geological structures

The features of description of typical deep structural elements of the crust (discontinuities of structure-and-substance complexes, blocks and plates, faults and nappes) in the spatial-statistic distributions of gravity sources studied by an uninterrupted sliding autocorrelation procedure in a wide spatial range are examined. The results of statistic interpretation of gravity anomalies in areas with wide development of collision structures (East Sikhote-Alin, southeastern framing of the North Asian craton) are discussed. The opportunities of gravity autocorrelation sounding of the Pacific lithosphere, marginal seas and the Australian continent are shown. The features of statistical indication of vertical and horizontal deep tectonic discontinuities are investigated on simulation models.