УДК 550.831.053:551.24(571.5-14)

РЕШЕНИЕ ДВУХ ЗАДАЧ ГЕОДИНАМИКИ ГРАВИСТРУКТУРНЫМ МЕТОДОМ

С. М. Макеев

Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета, Красноярск

Классическая теория гравитационного потенциала и его первых производных не позволяет в полной мере изучать распределение плотности сложно деформированных пород. На основе морфоструктурного подхода предложен оригинальный гравиструктурный метод для решения двух задач геодинамики: пространственного разделения правых и левых сдвигов и выделения межсдвиговых областей сжатия и растяжения. Метод основан на анализе право- и левосторонних сдвигов специфичных низкочастотных аномалий гравитационного поля (гравитационных дуплексов), предположительно имеющих деформационную природу. Показано, что амплитуда разнополярных аномалий гравитационного дуплекса соответствует точности современных гравиметрических съемок. Установлены азимуты, направления сдвигов, а также зоны динамического влияния двух глубинных разломов Нижнеангарской складчатой зоны (юго-западная часть Сибирской платформы). Выделены присдвиговые области сжатия и растяжения, рассчитан их деформационный потенциал. На примере Нижнеангарского нефтегазоносного района показано, что наиболее крупные газовые месторождения района пространственно коррелируются с межсдвиговыми областями растяжения – зонами рифтинга. Сформулированы некоторые геологические проблемы, позволяющие верифицировать предлагаемый метод.

***Ключевые слова**: гравиметрия, геодинамика, гравиструктурный метод в геодинамике, азимутальная дисперсия поля, частотно-азимутальный анализ, гравитационный дуплекс, сдвиговые деформации, рифтинг, прогноз месторождений углеводородов.*

SOLVING TWO PROBLEMS OF GEODYNAMICS WITH THE GRAVITY STRUCTURE METHOD

S. M. Makeev

Institute of Mining, Geology and Geotechnology of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk

The classical theory of the gravity potential and its first-order derivatives does not allow a thorough study of density distribution in complex deformed rocks. The author suggests an original gravity structure method which is based on the morpho-structural approach and can be used to solve two problems of geodynamics: spatial separation of dextral and sinistral shear deformations and revealing of near-shearing areas of tension and compression. The method is based on the analysis of dextral and sinistral shear deformations of specific low-frequency gravity field anomalies (gravitational duplexes), which are assumed to be deformation-driven. It was established that the amplitude of bipolar anomalies of gravitational duplex correspond to the accuracy of current gravity survey. The azimuths, shearing trends, and zones of dynamic influence of two deep faults in the Lower Angara folded zone (southwestern Siberian Platform) were defined. Near-shearing tension and compression areas were discovered, their deformation potential was calculated. The example of the Lower Angara folded zone has shown that the largest gas fields of the region can be spatially correlated with the near-shearing tension zones – rifting zones. Some geological problems were formulated that allow verification of the method suggested.

***Keywords**: gravimetry, geodynamics, gravity structure method in geodynamics, azimuth field dispersion, azimuth-frequency analysis, gravitational duplex, shear deformations, rifting, forecast of hydrocarbon fields.*

DOI 10.20403/2078-0575-2016-4-63-74

Среди многочисленных задач геодинамики две представляют несомненный интерес для геологии и складчатых областей, и платформ. Первая задача состоит в различении право- и левосторонних сдвигов массивов горных пород, вторая – в выделении межсдвиговых областей сжатия и растяжения. Обе задачи взаимосвязаны, имеют много практических приложений и могут быть решены на основе анализа гравитационного поля.

Известно, что карты аномального гравитационного поля Земли отражают изменения плотности – фундаментального физического свойства, определяющего гравитационный потенциал избыточных масс горных пород. На основе безупречно разработанной теории потенциала и его первых производных математически корректно решаются самые разнообразные задачи гравиметрии, спектр которых постоянно расширяется. Но открытым остается вопрос, является ли сложившийся подход к интерпретации гравиметрии единственно возможным.

В общей форме ответ на этот вопрос дан авторами одного из самых глубоких учебников современной физики Л. Д. Ландау и Е. М. Лившицем: «Надо, однако, уточнить, что для полного определения распределения и движения материи в случае гравитационного поля к уравнениям Эйнштейна надо присоединить еще (не содержащееся, ко-

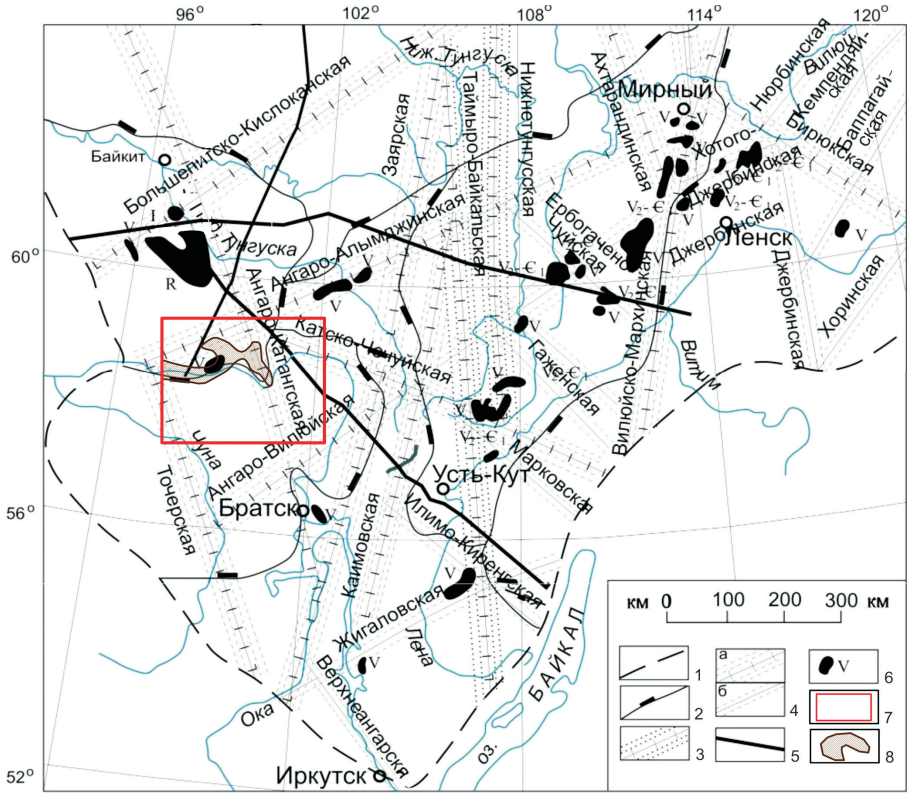

Рис. 1. Сдвиговые зоны юга Сибирской платформы по данным работы [1]

1–2 – границы: 1 – Лено-Тунгусской НГП, 2 – надпорядковых структур (антеклиз, синеклиз, региональных прогибов, ступеней); 3–4 – сдвиговые зоны: 3 – доседиментационные, 4 – кон- и постседиментационные (а – генеральные, б – региональные); 5 – региональные профили; 6 – месторождения нефти и газа в рифейском (R), вендском (V) и верхневендско-нижнекембрийском (V_2–$Є_1$) мегарезервуарах; 7 – контур изученной площади (см. рис. 7–10); 8 – Нижнеангарская складчатая зона

нечно, в них) уравнение состояния вещества, т. е. уравнение, связывающее между собой давление и плотность. Уравнение должно быть задано наряду с уравнениями поля (независимо от этих уравнений. – *Прим. авт.*). Уравнение состояния связывает между собой в действительности не две, а три термодинамические величины, например давление, плотность и температуру вещества. В приложениях теории тяготения это обстоятельство, однако, обычно не существенно» [2].

Иначе говоря, при использовании уравнений теории гравитационного потенциала, знание термодинамических условий формирования массивов горных пород кажется несущественным. В действительности же такие условия объективны и не могут не влиять на гравитационное поле этих массивов. Получается, что исторически сложившийся подход к интерпретации данных гравиметрии исключает возможность извлечения информации о термодинамической истории геологических масс только на том основании, что подобная возможность изначально не заложена в основу этого подхода – теорию гравитационного потенциала.

Цель предлагаемой статьи состоит в попытке заполнить этот пробел. Конечно, дополнить теорию гравитационного потенциала точными уравнениями термодинамики сложно, так как в открытых геологических системах такие уравнения должны содержать переменную времени. Введение же последней в практику гравиметрии кажется автору преждевременным. Поэтому в настоящей работе для изучения гравитационного поля применен традиционный морфоструктурный подход. С позиции этого подхода карта любого геофизического поля является *проекцией* всех особенностей пространственного распределения того физического свойства горных пород, которым это поле определяется. Сильная сторона морфоструктурного подхода – его универсальность по отношению к исходным данным, а также большой объем извлекаемой информации; слабая – отсутствие строгой аналитической связи источников изучаемого поля с получаемыми результатами и, как следствие, весьма ограниченные возможности постановки и решения прямых геофизических задач[1]. Новым в настоящей работе является придание максимального значения анализу *азимутальной дисперсии поля* – вида дисперсии, наиболее точно описывающей термодинамические состояния геологического пространства, связанные с вектором давления.

Указанные геодинамические задачи рассмотрены автором на примере Нижнеангарской складчатой зоны, расположенной в юго-западной части Сибирской платформы, на стыке Байкитской антеклизы и Присаяно-Енисейской синеклизы в западной части Иркинеевско-Чадобецкого авлакогена. Практическая значимость статьи связана с нефтегазоносностью этой зоны.

На многочисленных примерах в литературе показано, что значительные скопления углеводородов (УВ) ассоциируются с зонами сдвигов (рис. 1). Утверждается, что пространственное распределение областей сжатия и растяжения вдоль сдвиговых зон позволяет прогнозировать строение последних,

[1] Из-за большого объема извлекаемой информации результаты морфоструктурного подхода целесообразно верифицировать не аналитическими, а статистическими методами.

причем особенности распределения УВ зависят в первую очередь от масштабов сдвиговых перемещений. В зависимости от направления сдвигов в пространственно сближенных линейных зонах могут возникать области конвергентных и дивергентных сдвиговых деформаций, характеризующие обстановки сжатия и растяжения соответственно [6]. Предположив, что геодинамические события регионального масштаба должны приводить к необратимым изменениям плотности горных пород, автор предпринял попытку выделить зоны межсдвиговых деформаций с помощью оригинального гравиструктурного метода и сопоставить полученный результат с картой распределения месторождений УВ в пределах Нижнеангарской складчатой зоны, имеющей надежно установленные геологические признаки сдвиговых движений.

Метод исследования

В основе гравиструктурного метода лежит более общий метод частотно-азимутального анализа поля, изложенный в работах [4, 5]. Как известно, азимут простирания – главный атрибут пространственно ориентированных геологических объектов и геометрически трактуется как луч. Вследствие этого в частотно-азимутальном методе не используются двумерные элементы анализа (пиксели, эллипсы, угловые секторы и т. п.), равно как и операции интегрирования внутри них. Интегрирование внутри двумерных элементов с априорно неизвестными весовыми функциями вдоль разных азимутов неизбежно приводит к смешению информации в центральной точке таких элементов, а значит, к искажению азимутальной дисперсии изучаемого поля (особенно его низкочастотных составляющих). Поэтому в методе применяются только дифференциальные процедуры математической обработки данных вдоль линейных пространственных элементов, названных азимутально ориентированными отрезками. Последние являются одномерными аналогами двумерных элементов, используемых в других методах частотного разложения поля в пространственной области.

Исходные данные, представленные матрицей (1×1 км) аномального гравитационного поля в редукции Буге (масштаб съемки 1:200 000), получены из базы данных потенциальных полей «Гравимаг» (ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург). Проведенный по этим данным частотно-азимутальный анализ позволил разложить гравитационное поле в контуре изученной площади, охватывающей более 52000 км^2 (см. рис. 1), на совокупность азимутальных слоев, каждый из которых представляет собой сечение поля на одной пространственной частоте в одном азимутальном направлении. Анализ выполнен во всем диапазоне доступных на квадратной сетке азимутов *Аз* и пространственных частот 2*ns*, где *s* = 1 км – шаг сетки, *n* = 1, 2, …, 20 – порядок окрестности узла сетки (рис. 2, а). Перед графическим отображением аномалий Δ_e-типа[1] из них была выделена осевая часть, отражающая амплитуду (*А*) и простирание аномалий (см. рис. 2, б).

В пределах отдельного азимутального слоя картирование осевых частей низкочастотных гравитационных аномалий практически всегда выявляет их дуплексную структуру (duplex structure, *англ*. – сдвоенная, спаренная, двухцепочечная структура). Проявляется такая структура в том, что низкочастотные гравитационные аномалии встречаются парами синформных, относительно сближенных и сопоставимых по интенсивности аномалий противоположного знака. Вместе с характерными точками замыкания такие разнополярные аномалии часто образуют на карте относительно изолированные объекты, названные *гравитационными дуплексами* (рис. 3). Следует заметить, что правильность азимутального анализа поля и выделения дуплексов определяется правильностью построения цифровой модели поля. Наиболее достоверные результаты азимутального анализа достигаются, если первичные измерения поля выполнены по квадратной сети точек наблюдений, что на практике бывает крайне редко.

Природа гравитационных дуплексов не вполне ясна. Однако автор предполагает, что они косвенно (через изменение объема и, как следствие, плотности) отражают *деформацию изгиба* массивов горных пород, находящихся под действием поперечных, продольных (рис. 4) или вертикальных тектонических сил. Поскольку вектор деформирующей силы в *неоднородном* геологическом пространстве может быть разложен на составляющие неограниченным числом способов, то в направлении разных азимутов конфигурация дуплексов должна быть различной и, возможно, даже независимой друг от друга (если полагать, что геологическое пространство есть система *открытая*). Подобное допущение позволяет изучать азимутальную структуру гравитационных дуплексов как источник нетривиальной информации о тектонических деформациях, «записанных» в виде плотностных неоднородностей горных пород.

Принципиален вопрос, насколько значимой должна быть деформация изгиба горных пород, чтобы возник гравитационный эффект, сопоставимый с точностью современных гравиметрических съемок. Для ответа на него был рассчитан гравитационный эффект от трехмерного блока-параллелепипеда горных пород с плотностью 2700 кг/м^3, помещенного на глубину 3–5 км и изогнутого в соответствии с формой гравитационного дуплекса (см. рис. 3, 4). Плотность, глубина залегания верхней грани и размеры блока (90×20×1 км) соответствуют реальным глубинам залегания пород фундамента Сибирской платформы и размерам рассматриваемого дуплекса. Вследствие изменения объема при изгибе

[1] Экстремальный тип аномалий поля в терминах частотно-азимутального анализа.

№ 4(28) ◆ 2016

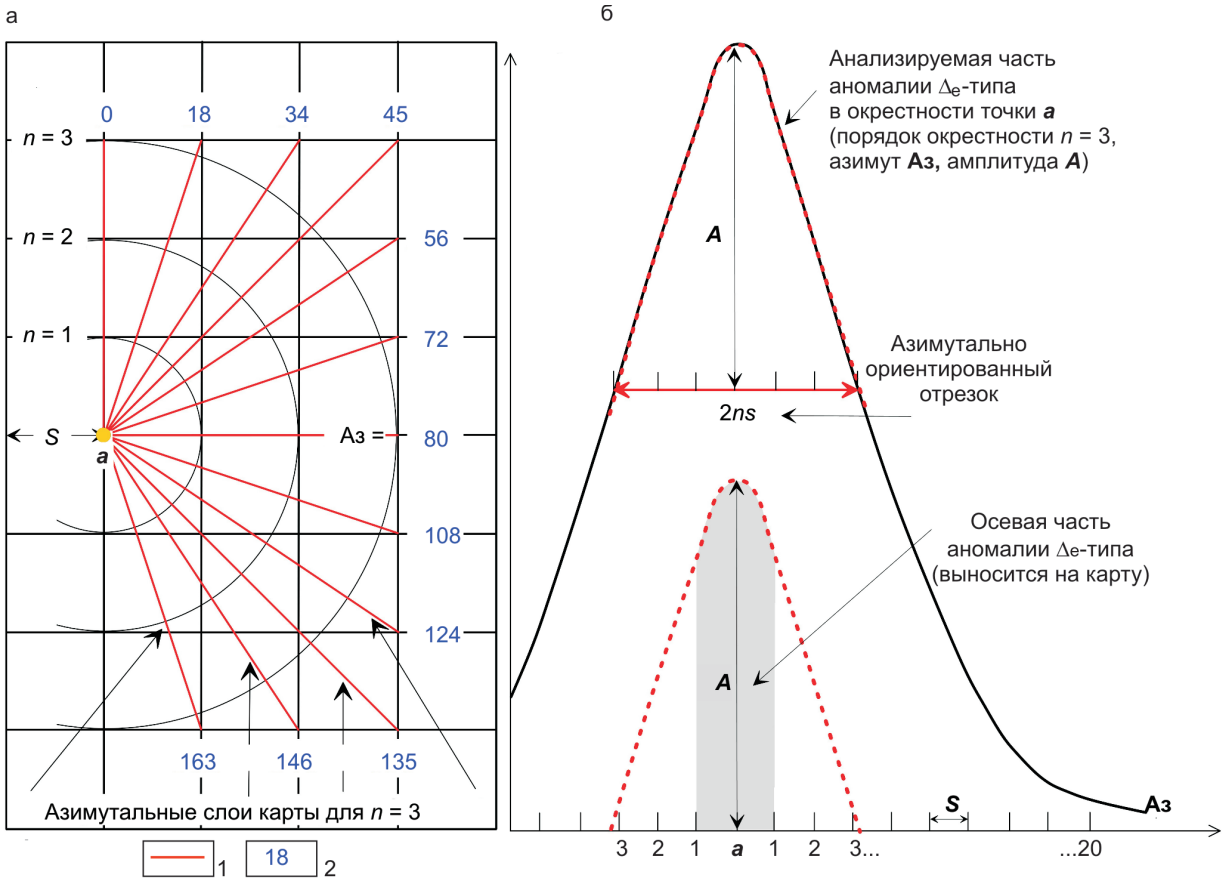

Рис. 2. Схема частотно-азимутального анализа для третьей составляющей (n = 3) поля: а – основные элементы анализа (1 – азимутально ориентированный отрезок (показана его половина), 2 – углы анализа для отдельных азимутальных слоев); б – осевая часть аномалий Δ_e-типа

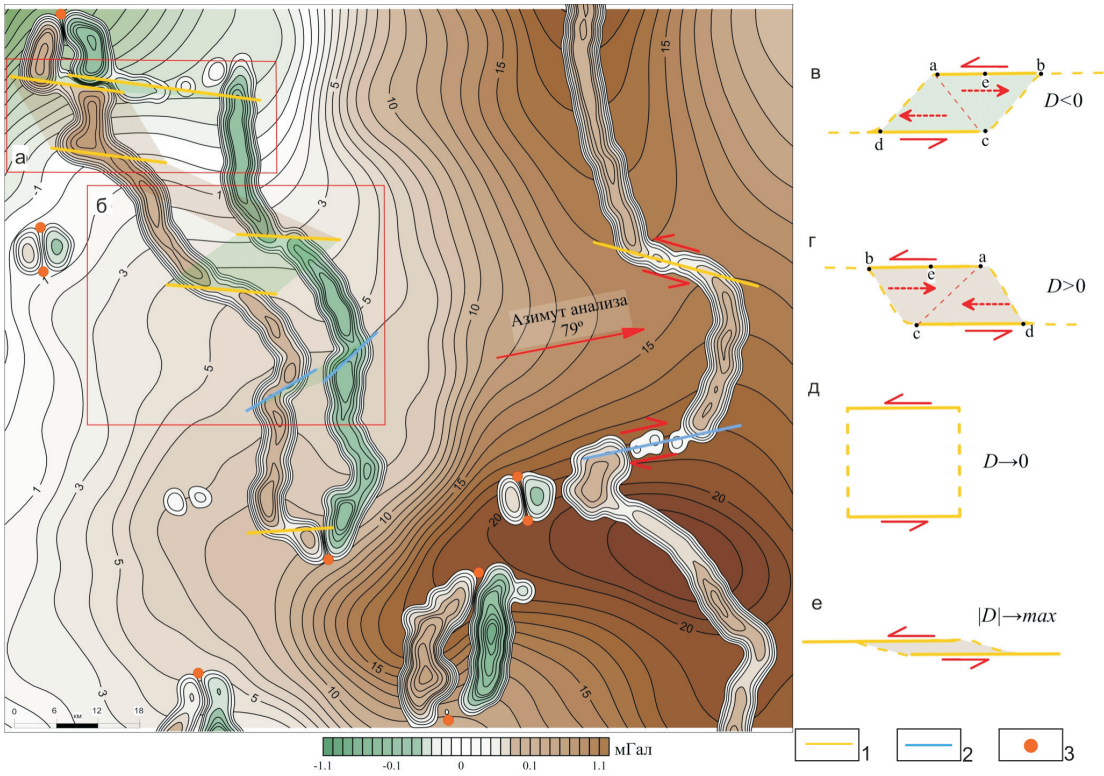

Рис. 3. Дуплексная структура гравитационных аномалий (азимут анализа 79°, пространственная частота 10 км) на фоне исходного поля (1 – левые сдвиги, 2 – правые сдвиги); 3 – точки замыкания; области преобладания сдвигов: а – коллинеарного типа, б – надвигового типа; модели присдвиговых областей деформации: в – растяжения, г – сжатия; д – «нулевой», е – максимального сжатия. Остальные обозначения см. в тексте

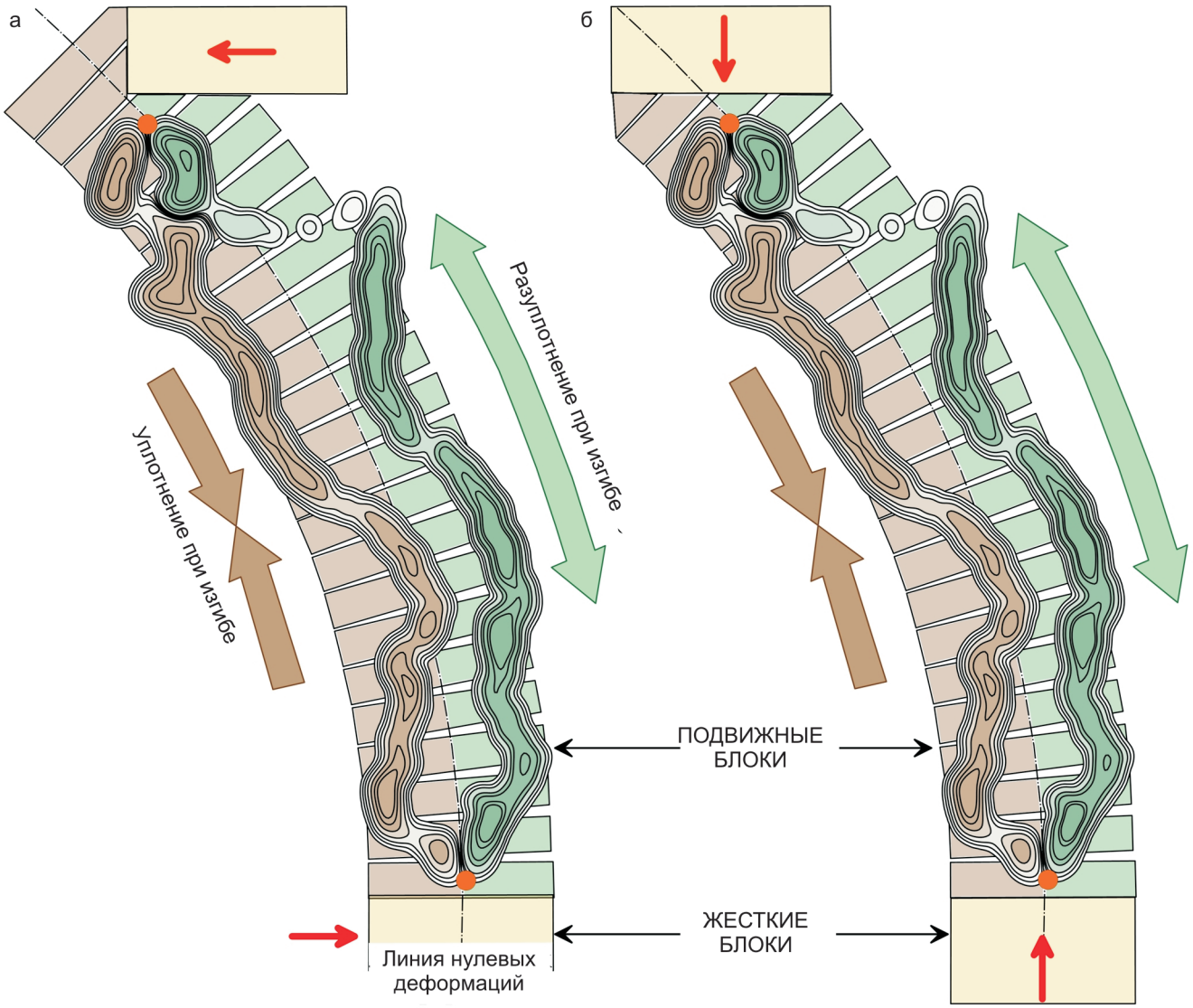

Рис. 4. Модель соответствия структуры гравитационного дуплекса изгибу конечного блока горных пород под действием сил: а – поперечной деформации; б – продольной деформации. Точки замыкания ветвей дуплекса лежат на линии нулевой деформации

(при этом масса неизменна) плотность изогнутого блока увеличилась на 182 кг/м^3 и уменьшилась на 160 кг/м^3 во внутренней и внешней его частях соответственно (см. рис. 4). Расчет гравитационного эффекта от такой модели выполнен классическим методом интегрирования конечных элементов и показал результаты, соответствующие точности современных гравиметрических съемок (см. таблицу на рис. 5). Следовательно, гипотеза о деформационной природе низкочастотных дуплексных аномалий гравитационного поля выглядит правдоподобно.

Если это так, то имеющийся у нас опыт показывает, что непрерывность простирания разнополярных аномалий гравитационных дуплексов часто нарушается левыми или правыми сдвигами, которые можно сгруппировать в два типа. Первый тип, условно названный надвиговым (см. рис. 3, б), фиксируется на положительных или отрицательных аномалиях дуплекса в виде закономерной комбинации одного правого и одного левого сдвига. Такая комбинация образует гравитационные структуры, по форме аналогичные локальным тектоническим надвигам (или межслойным вдвигам, связанным с раздавливанием пород), в которых указанная комбинация играет роль торцевых. Как правило, право- и левосторонние торцевые сдвиги имеют сопоставимую длину и мало различаются по азимуту. Второй тип, условно названный коллинеарным, фиксируется одиночными правыми или левыми сдвигами, концентрирующимися в субколлинеарные скопления (см. рис. 3, а). Морфологически этот тип аналогичен линейным зонам тектонических нарушений (разломам) с преобладанием сдвиговой компоненты одного знака.

Известно, что пространственная близость сдвигов одного направления создает условия для локализации в межсдвиговом пространстве областей сжатия или растяжения (далее – сжатия/растяжения). Поэтому раздельное картирование левых и правых сдвигов гравитационных дуплексов позволяет не только выявлять зоны их пространственного скопления, решая тем самым кинематические за-

H, км	+A, мГал	–A, мГал
3	+2,7	–2,2
4	+1,2	–1,7
5	+2,2	–0,9

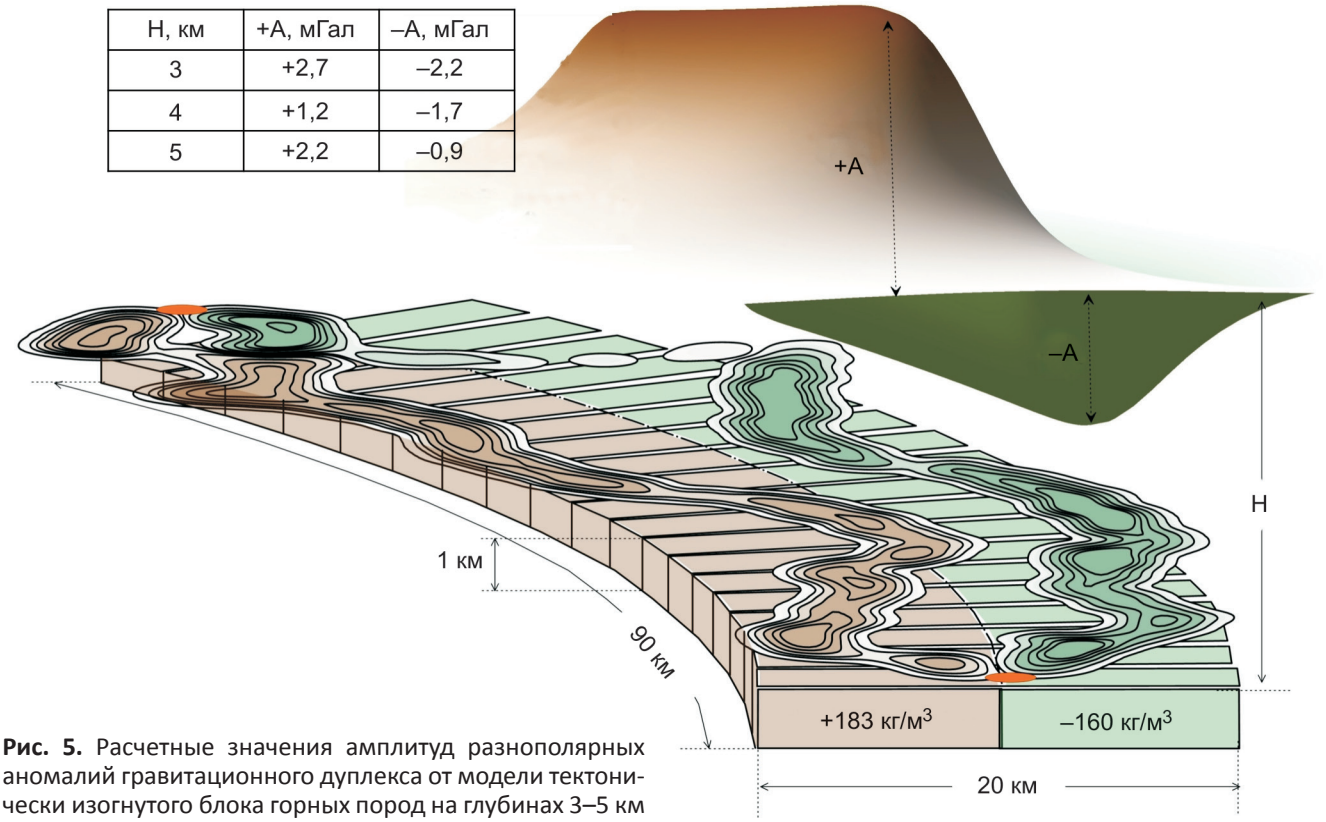

Рис. 5. Расчетные значения амплитуд разнополярных аномалий гравитационного дуплекса от модели тектонически изогнутого блока горных пород на глубинах 3–5 км

дачи, но и выделять внутри этих зон области относительного растяжения (см. рис. 3, в) или сжатия (см. рис. 3, г), что позволяет анализировать динамику сдвигов.

Опираясь на эти исходные данные, предположения и модели, были выполнены два вида исследований.

На картах отдельных азимутальных слоев для гравитационных аномалий четырех пространственных частот 2*ns* = 10, 20, 30, 40 км (*n* = 5, 10, 15, 20) были рассчитаны плотности распределения азимутов правых и левых сдвигов (выделение сдвигов выполнялось по картам, аналогичным рис. 3). По оси частот таких распределений откладывалась приведенная к площади 10^3 км^2 сумма длин правых или левых сдвигов, накопленная в каждом из 9-градусных интервалов группирования азимутов.

Далее для каждого азимутального слоя рассчитывались разности распределений: 1) правых и левых сдвигов, 2) левых и правых сдвигов. Это сделано для того, чтобы отделить в первом случае правые сдвиги коллинеарного типа от сдвигов надвигового типа, во втором – левые сдвиги коллинеарного типа от сдвигов надвигового типа. Целесообразность такой операции основана на том, что в пределах одного азимутального слоя азимуты и длины торцевых разнонаправленных сдвигов надвигового типа примерно одинаковы (см. рис. 3, б). Поэтому за счет взаимного вычитания длин разнонаправленных торцевых сдвигов итоговые разностные распределения будут отражать преимущественно плотность распределения азимутов правых и левых сдвигов коллинеарного типа.

Наконец, просуммировав для каждой пространственной частоты разностные распределения всех азимутальных слоев, мы получили восемь распределений азимутов правых и левых сдвигов коллинеарного типа – по два для каждой из четырех пространственных частот (рис. 6).

В пределах отдельных азимутальных слоев карты для пространственной частоты 20 км (*n* = 10) независимо друг от друга и согласно выбранным кинематическим моделям (см. рис. 3, в, г) по левым и правым сдвигам были конфигурированы области сжатия и растяжения. Для каждой такой области рассчитывался условный деформационный потенциал по формуле $D = k|bd|/|ac| - 2/\sqrt{5}$, где $|bd|$ и $|ac|$ – длины большей и меньшей диагоналей параллелограмма[1] *abcd* соответственно; $k = L/h$ – коэффициент, учитывающий среднюю длину пары сдвигов $L = 0{,}5(|ab| + |cd|)$ и расстояние $h = |ce|$ (см. рис. 3, в, г).

Величина деформационного потенциала отражает степень геометрического искажения геологического пространства в межсдвиговой области и стремится к максимальному значению, когда эта

[1] В действительности линии сдвигов лишь примерно параллельны друг другу, поэтому название «параллелограмм» условно.

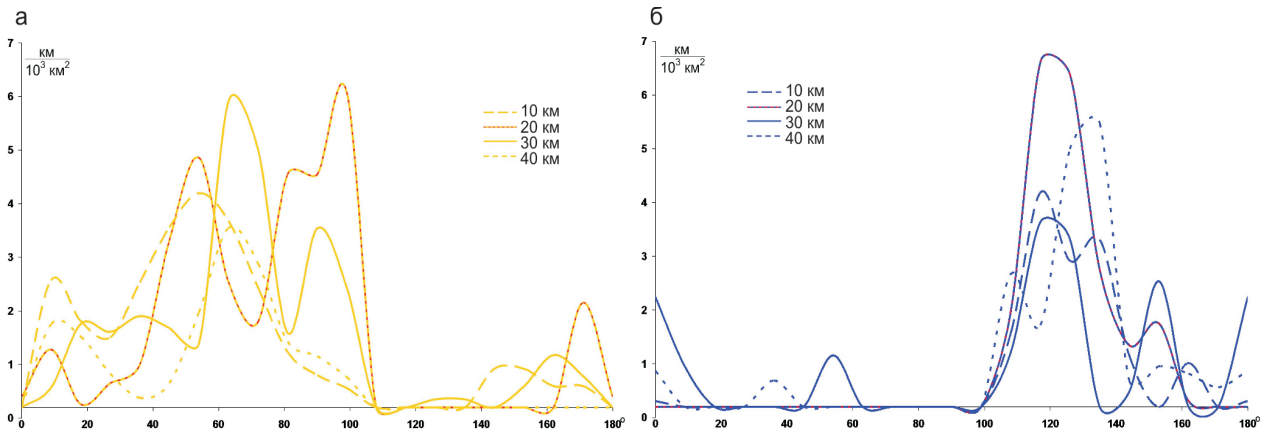

Рис. 6. Азимутальное распределение сдвигов коллинеарного типа (а – левых, б – правых) для разных пространственных частот

область конфигурируется параллелограммом, у которого противоположные стороны, совпадающие с линиями сдвигов, не только максимально протяженны и сближены, но и имеют ненулевые проекции друг на друга (см. рис. 3, е). Чтобы отличить потенциал сжатия от потенциала растяжения, знак первого условно принят положительным, а второго отрицательным. Слагаемое $2/\sqrt{5}$ введено в формулу потенциала для выполнения равенства $D = 0$ в случае, если конфигурация области между двумя сдвигами стремится к «недеформированному состоянию» – квадрату (см. рис. 3, д).

Далее рассчитанные значения D были объединены в две матрицы – потенциалов сжатия и потенциалов растяжения, причем в каждую матрицу объединялись данные по областям независимо от того, получены ли последние конфигурированием левых или правых сдвигов.

Затем построенные по этим матрицам две независимые карты (областей сжатия и областей рас-

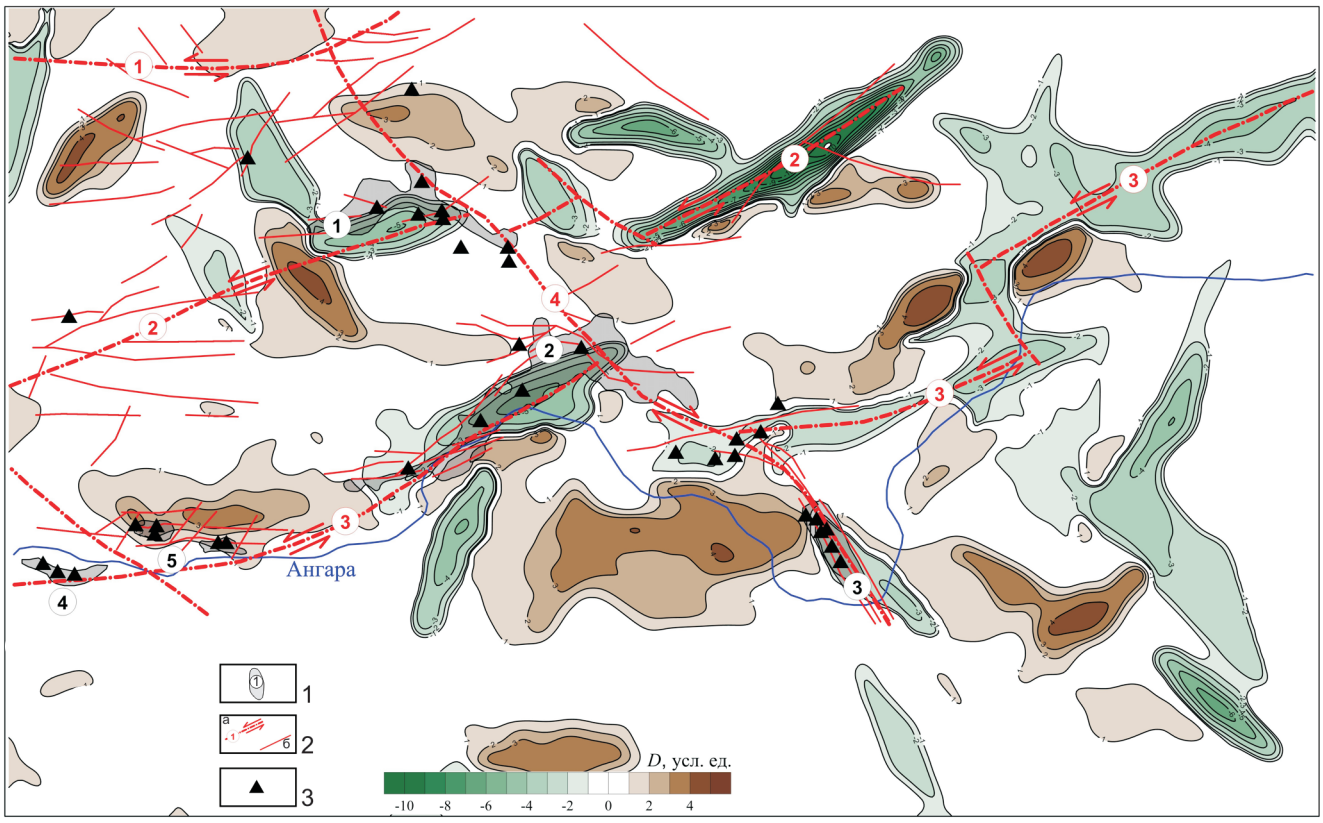

Рис. 7. Карта областей сжатия и растяжения Нижнеангарской зоны складок: 1 – газовые месторождения (1 – Ильбокичское, 2 – Агалеевское, 3 – Берямбинское, 4 – Абаканское, 5 – Имбинское); 2 – разломы (а – крупные, частично скорректированные по данным настоящей карты (1 – Бедошемо-Юдуконский, 2 – Бедобинский, 3 – Ангарский, 4 – Ильбокичско-Берямбинский), б – прочие по геологическим данным); 3 – поисковые скважины

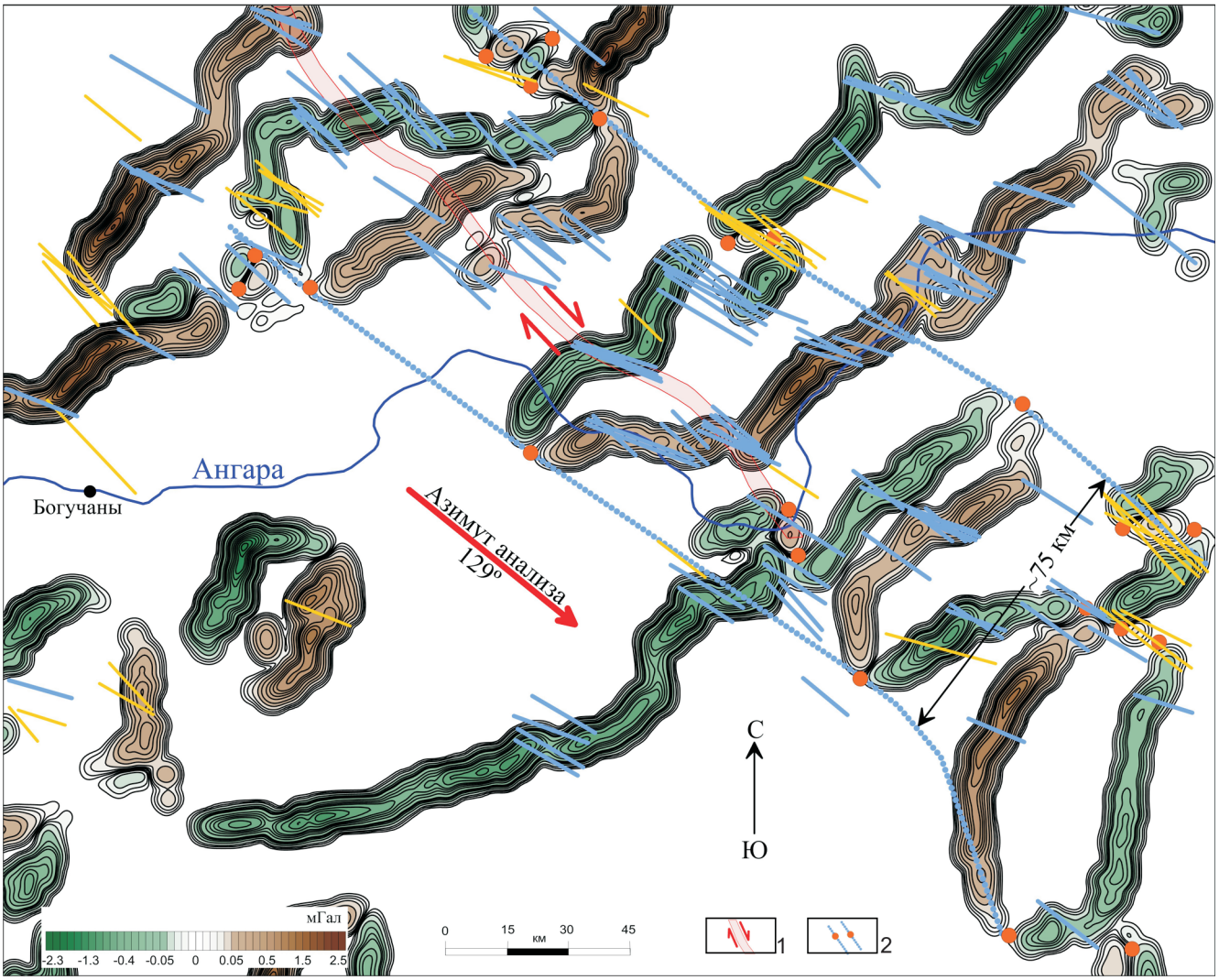

Рис. 8. Распределение правых и левых сдвигов в диапазоне 120±10° на фоне низкочастотных (2*ns* = 20 км) гравитационных аномалий азимутального слоя 129°: 1 – Ильбокичско-Берямбинский глубинный разлом (правосторонний сдвиг); 2 – зона динамического влияния Ильбокичско-Берямбинского разлома; остальные усл. обозн. см. на рис. 3

тяжения) были объединены путем суперпозиции по правилу максимума модуля *D* (рис. 7).

Полученные результаты

Первый результат (см. рис. 6) заключается в том, что азимутальное распределение правых и левых сдвигов коллинеарного типа на изученной площади имеет не случайный, а закономерный характер. При этом форма четырех распределений, полученных для аномалий разной пространственной частоты, различается несущественно. Все распределения разбивают ось азимутов на два диапазона: 40–100° с преобладанием левых сдвигов и 100–140° с преобладанием правых. Наиболее контрастны распределения азимутов для частоты 20 км: правые сдвиги существенно преобладают над левыми в интервале азимутов 120±20°, а левые над правыми – в интервалах 55±10° и 90±10°. Именно высокая контрастность распределений правых и левых сдвигов коллинеарного типа для пространственной частоты 20 км (*n* = 10) стала причиной ее использования для конфигурирования деформационных параллелограммов, расчета деформационного потенциала и дальнейших построений.

Второй результат (см. рис. 7) заключается в том, что наиболее крупные газовые месторождения (Агалеевское, Ильбокичское и Берямбинское) в пределах исследованной площади пространственно тяготеют к областям межсдвигового растяжения. Причем области растяжения затрагивают, скорее всего, породы нижней части осадочного чехла и кристаллического фундамента, так как для выделения таких областей использованы сдвиги гравитационных аномалий в низкочастотной части спектра. Напомним, что длина азимутально ориентированных отрезков при выделении областей сжатия/растяжения на рассматриваемой частоте равна минимальному линейному размеру анализируемых аномалий (20 км).

Кроме этого, в качестве результата следует отметить, что тектонические нарушения, локализованные в непосредственной близости от месторождений УВ, достаточно хорошо коррелируются

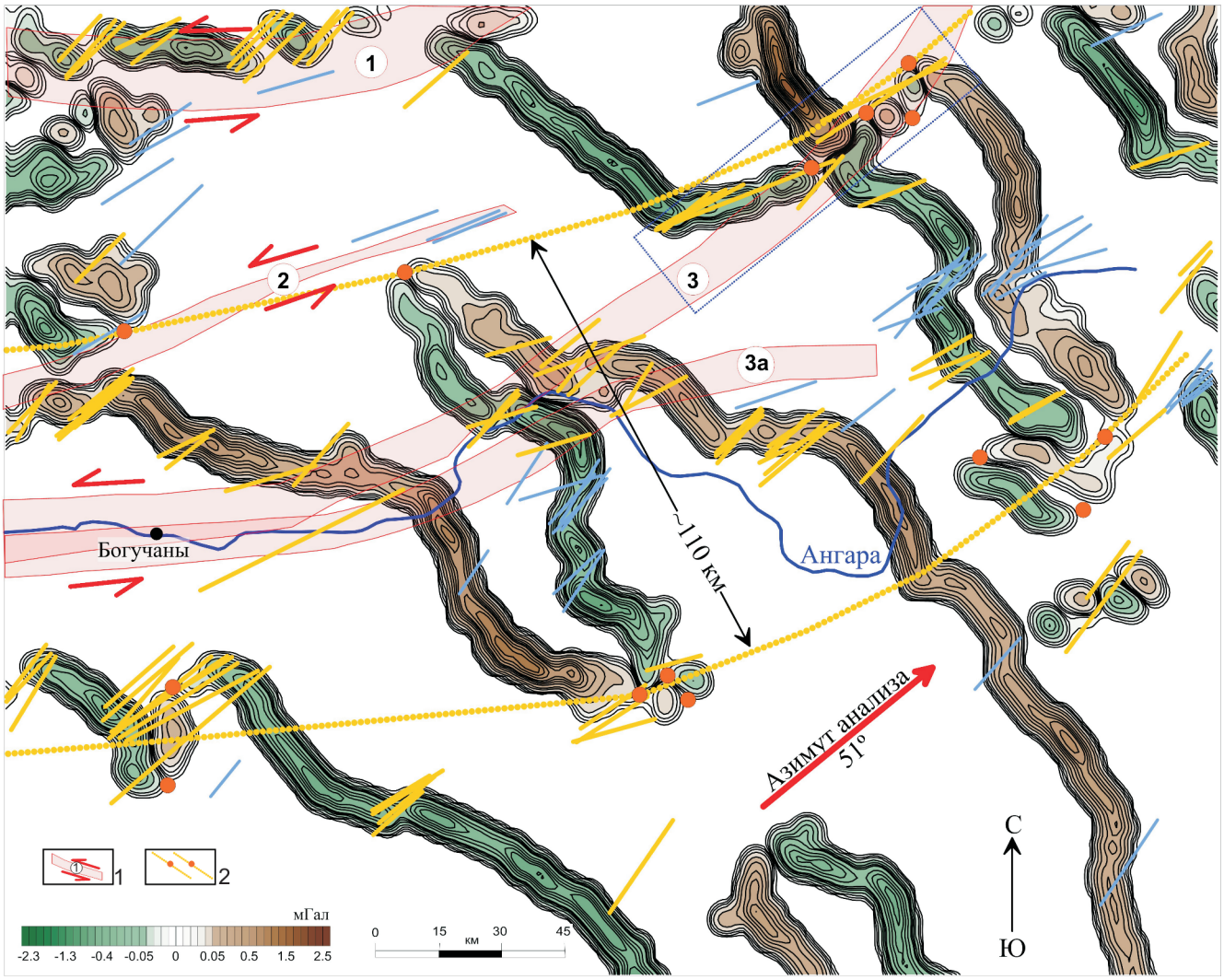

Рис. 9. Распределение правых и левых сдвигов в диапазоне 55±10° на фоне низкочастотных (2*ns* = 20 км) гравитационных аномалий азимутального слоя 51°: 1 – глубинные разломы-сдвиги левосторонние (1 – Бедошемо-Юдуконский, 2 – Бедобинский, 3 – Ангарский по данным работы [8], 3а – Ангарский по данным работы [6]); 2 – зона динамического влияния Ангарского глубинного разлома; остальные усл. обозн. на рис. 3 и в тексте

по простиранию с выделенными областями сжатия/растяжения.

Обсуждение результатов и выводы

Дополнительного анализа требует первый результат, так как он лежит в основе второго. Чтобы показать, насколько правдоподобны полученные плотности распределения азимутов сдвигов коллинеарного типа, были построены три карты, отображающие положение правых и левых сдвигов гравитационных аномалий пространственной частоты 20 км в диапазонах азимутов, установленных по данным рис. 6: 120±10° (рис. 8), 55±10° (рис. 9) и 90±10° (рис. 10). На этих рисунках, кроме самих сдвигов, показаны главные тектонические нарушения, а также гравитационные аномалии того азимутального слоя, азимут которого близок к центру соответствующего диапазона.

На рис. 8 показан Ильбокичско-Берямбинский глубинный разлом, входящий в более протяженную Ангаро-Катангскую сдвиговую зону северо-западного простирания (см. рис. 1). По данным работ [7, 8], разлом является надежно установленным правым сдвигом. Результаты проведенного гравиструктурного анализа свидетельствуют о том же:

1) соотношение количества правых и левых сдвигов статистически сильно сдвинуто в сторону правых сдвигов;

2) пространственная плотность правых сдвигов достигает максимума в некоторой окрестности осевой линии разлома;

3) направление простирания правых сдвигов в скоплении коллинеарного типа совпадает с простиранием разлома.

Это независимо от геологических данных подтверждает правосдвиговую природу Ильбокичско-Берямбинского разлома и северо-западный азимут его простирания. Кроме того, данные гравиструктурного анализа позволяют объективно установить важную характеристику влияния разлома на окружающее геологическое пространство – зону динамического влияния разлома (ЗДВР) [3]. Для Ильбокичско-Берямбинского разлома ширина такой

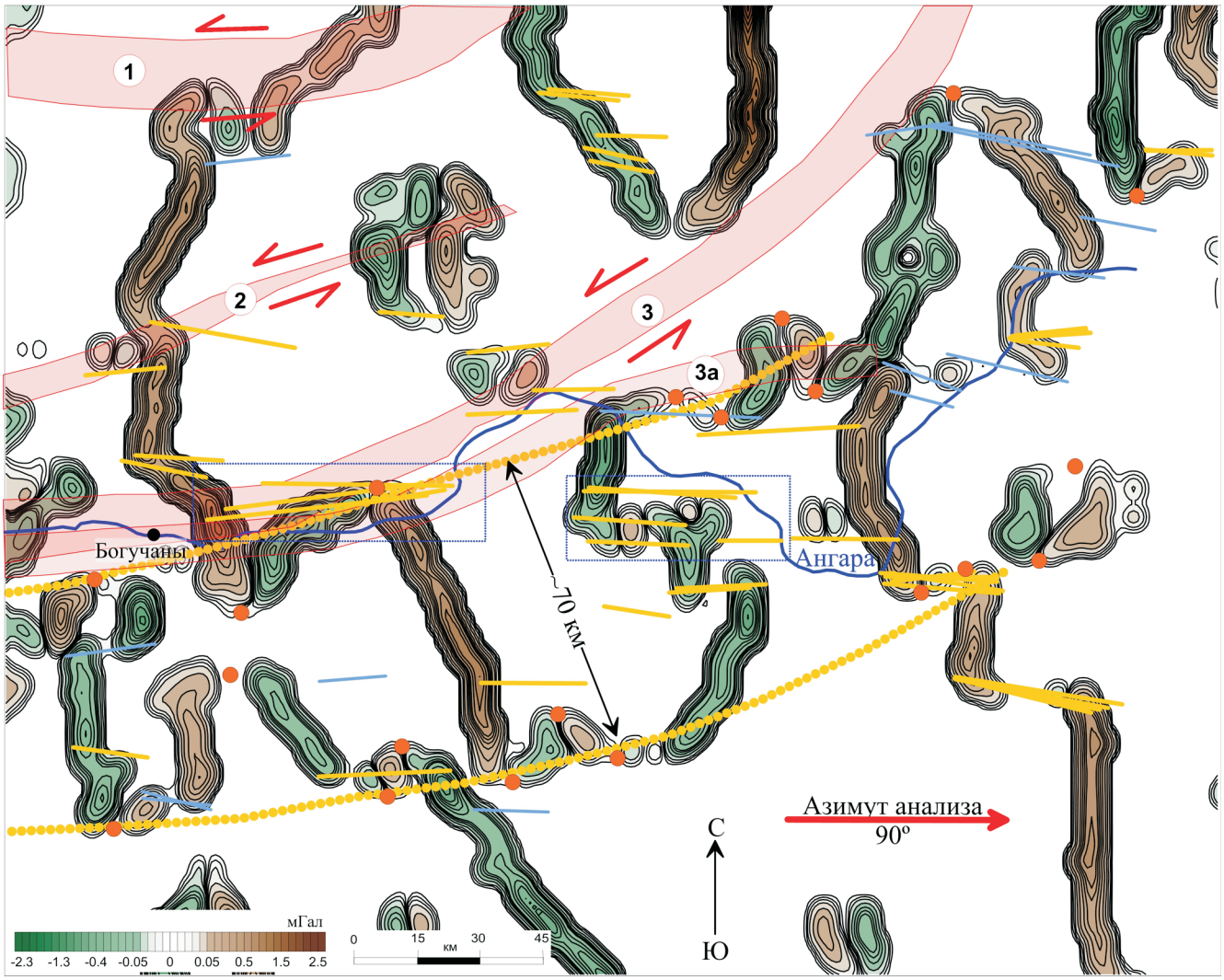

Рис. 10. Пространственное распределение правых и левых сдвигов в диапазоне 90±10° на фоне низкочастотных (2*ns* = 20 км) гравитационных аномалий азимутального слоя 90°. Усл. обозн. см. на рис. 3, 9 и в тексте

зоны составляет около 75 км. Из рис. 8 видно, что границы зоны динамического влияния разломов логично проводить по границам, огибающим области максимальной пространственной плотности гравиструктурных аномалий, через точки замыкания гравитационных дуплексов, так как согласно принятой деформационной модели (см. рис. 4) точки замыкания лежат на линии нулевых деформаций отдельных блоков горных пород.

На рис. 9, 10 отображены разломы с надежно установленной левосдвиговой кинематикой, в том числе крупный региональный Ангарский разлом. Разными авторами устанавливается разный азимут простирания этого разлома: в работе [6] показано субширотное, а в работе [8] – северо-восточное. Гравиструктурный анализ подтверждает преимущественно левосдвиговый характер Ангарского разлома, а также относительную правоту обоих вариантов его простирания, поскольку распределение азимутов левых сдвигов коллинеарного типа (см. рис. 6) бимодально (в нем выделяется мода и субширотного (90°), и северо-восточного (55°) простирания). Различна лишь ширина зоны динамического влияния. У субширотной ветви Ангарского разлома (примерно 70 км) она сопоставима с таковой для Ильбокичско-Берямбинского разлома (см. рис. 10), а у северо-восточной ветви существенно больше – около 110 км (см. рис. 9). Наиболее протяженные левосторонние сдвиги гравитационных аномалий вдоль обеих ветвей Ангарского разлома можно наблюдать в областях, отмеченных на рис. 9 и 10 синим пунктиром.

Подводя итог проведенному исследованию, отметим, что полученное гравиструктурным методом решение первой задачи полностью соответствует кинематической схеме глубинных разломов Нижнеангарской зоны складок, составленной по результатам поискового бурения и сейсморазведки. Это позволяет надеяться и на правильность пути, выбранного для решения второй, более сложной геодинамической задачи. Полученный вывод о том, что газовые месторождения Нижнеангарской складчатой зоны пространственно тяготеют к областям локального растяжения фундамента (зонам рифтинга), пока следует рассматривать как гипотезу. Однако известная универсальность струк-

турно-тектонического фактора при изучении самых разных геологических объектов, а также наличие практически на всю территорию России среднемасштабных гравитационных карт позволяют надеяться на довольно быстрое подтверждение (или опровержение) как этой гипотезы, так и в целом предлагаемого метода анализа сдвиговых деформаций. Выделим три задачи для возможной верификации метода.

1. Выделение на пересечениях глубинных разломов Сибирской платформы локальных структур растяжения типа «пулл-апарт» как мест вероятного внедрения кимберлитовых трубок.

2. Выделение вдоль глубинных разломов Сибирской платформы областей присдвигового сжатия (зон аномально высокого пластового давления) и растяжения (зон рифтинга), что поможет установить каналы миграции углеводородов и металлоносных рассолов к ловушкам, а также зоны внедрения флюидолитов.

3. Выделение гравиструктурных сдвигов «надвигового типа» в пределах горнорудных областей современных периокеанических территорий (например, Камчатки), имеющих геологически достоверно установленную надвиговую компоненту тектонических движений. В случае совпадения результатов гравиструктурного анализа с геологическими данными может быть получен объективный способ выделения надвиговых структур в центральных областях континентов, в пределах древних складчатых областей с «затертыми» признаками надвиговых движений.

В заключении хотелось бы выразить заочную благодарность г-же Е. С. Носковой, чья диссертационная работа по структурно-тектоническим критериям нефтегазоносности Нижнеангарского самостоятельного нефтегазоносного района (ФГУП «ВНИГНИ», Москва, 2014) позволила автору взглянуть на возможности разрабатываемого метода с неожиданной стороны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Баранова М. И.** Сдвиговые дислокации в районе Куюмбинского газонефтяного месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6, № 3. – Точка доступа: http://www.ngtp.ru/rub/4/26_2011.pdf.

2. **Ландау Л. Д., Лившиц Е. М.** Теоретическая физика. Т. II. Теория поля. – М.: Наука, 1988. – 512 с.

3. **Лобацкая Р. М.** Структурная зональность разломов. – М.: Недра, 1987. – 129 с.

4. **Макеев С. М.** Пространственная корреляция гравитационного поля и золоторудных объектов Енисейского кряжа // Руды и металлы. – 2014. – № 3. – С. 17–26.

5. **Макеев С. М., Ануфриев А. Е.** Гравиструктурные карты как новый инструмент анализа пластово-блокового строения Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2015. – № 1. – С. 69–78.

6. **Мигурский А. В., Носкова Е. С.** Геодинамика формирования Нижнеангарской зоны нефтенакопления на юго-западе Сибирской платформы // Геология нефти и газа. – 2007. – № 4. – Точка доступа: http://www.vipstd.ru/gim/content/view/484/77.

7. **Мигурский А. В., Старосельцев В. С.** Дизъюнктивная тектоника и нефтегазоносность юга Сибирской платформы // Докл. секции Всерос. съезда геологов и науч.-практ. геол. конф. «Состояние и перспективы развития сырьевой базы углеводородов России». – СПб.: ВНИГРИ, 2000. – С. 159–168.

8. **Носкова Е. С.** Тектоническое строение Нижнеангарской зоны нефтегазонакопления // Зоны концентрации углеводородов в нефтегазоносных бассейнах суши и акваторий: сб. матер. Междунар. науч.-практ. конф. – СПб.: ВНИГРИ, 2010. – С. 248–256.

REFERENCES

1. Baranova M.I. [Strike-slip dislocation in the region of the Kuyumbinskoye gas-oil field]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Oil and Gas Geology. Theory and Practice*, 2011, vol. 6, no. 3. Available at: http://www.ngtp.ru/rub/4/26_2011.pdf. (In Russ.).

2. Landau L.D., Livshits E.M. *Teoreticheskaya fizika. T. II. Teoriya polya*. [Theoretical physics. Vol. 2. Field theory]. Moscow, Nauka Publ., 1988. 512 p. (In Russ.).

3. Lobatskaya R.M. *Strukturnaya zonal'nost' razlomov* [Structural zonation of faults]. Moscow, Nedra Publ., 1987. 129 p. (In Russ.).

4. Makeev S.M. [Spatial correlation of gravity field and gold-ore areas of the Yenisei Ridge]. *Rudy i metally – Ores and Metals*, 2014, no. 3, pp. 17–26. (In Russ.).

5. Makeev S.M., Anufriev A.E. [Gravity-structural maps as new tool to analyse the Siberian Platform bedded-block structure]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2015, no. 1, pp. 69–78. (In Russ.).

6. Migursky A.V., Noskova E.S. [Geodynamics of the Lower Angara petroleum accumulation zone formation in the southwest of the Siberian Platform]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2007, no. 4. Available at: http://www.vipstd.ru/gim/content/view/484/77. (In Russ.).

7. Migursky A.V., Staroseltsev V.S. [Disjunctive tectonics and petroleum potential of the southern Siberian Platform]. *Doklady sektsii Vserossiyskogo s"ezda geologov i nauchno-prakticheskoy geologicheskoy konferentsii «Sostoyanie i perspektivy razvitiya syr'evoy bazy uglevodorodov Rossii»* [Proc. of the Russian Meeting of Geologists and Research and Practice Conference on Geology, the State and Development Prospects of Hydrocarbon Resource Base of Russia section]. St. Peterburg, VNIIGRI Publ., 200, pp. 159–168. (In Russ.).

8. Noskova E.S. [The tectonic structure of the Lower Angara petroleum accumulation zone]. *Zony kontsentratsii uglevodorodov v neftegazonosnykh basseynakh sushi i akvatoriy: sb. materialov Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii* [Zones of hydrocarbon concentration in onshore and offshore petroleum basins]. St. Petersburg, VNIGRI Publ., 2010, pp. 248–256. (In Russ.).

© С. М. Макеев, 2016