

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ)

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: ymanilov@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 23 августа 2022 г.

Созданная плотностная 3D модель позволила выделить глубинные неоднородности литосферы Западного Приохотья, получить геофизические характеристики основных тектонических элементов региона. Посредством качественного анализа плотностных срезов выявлены особенности дизъюнктивной тектоники на разных глубинных уровнях. Показано, что в земной коре региона преобладают диагональные нарушения, в литосферной мантии – ортогональные.

Установлено, что метаморфический фундамент северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона разделен активными долгоживущими зонами на разнонаправленные блоки. К выделенным зонам тяготеют разноуровневые (мантийно-коровые) магматические интрузии и эндогенные оруденения.

Ключевые слова: литосфера, гравитационное поле, плотностная модель, система разломов, земная кора, верхняя мантия, плотностные аномалии, Северо-Азиатский кратон.

Рассматриваемая территория (рис. 1) находится в области сочленения юго-восточной части Северо-Азиатского кратона (САК), Верхояно-Колымской складчатой системы (ВКСС) и Охотско-Чукотской вулканоплутонической области Тихоокеанского тектонического пояса (ТПП).

Первые представления о геологии, тектонике и металлогении района сложились в результате работ С.В. Обручева [22], Н.С. Шатского [30, 31], П.Н. Кропоткина, Н.П. Хераскова, А.В. Пейве, Л.Я. Яншина [16]. В 40–80-е годы XX века они были продолжены силами многочисленных геологов – сотрудников территориальных геологических организаций, академических и отраслевых научно-исследовательских институтов [1–3]. Доминирующие представления о тектонике в этот период формировались, в основном, под влиянием идей А.Л. Ставцева [5, 26].

Начиная с конца 80-х годов прошлого века, с развитием концепции плитной тектоники, большой вклад в разработку данного направления в регионе внесли Л.М. Парфенов [23, 24, 28], М.И. Кузмин [17, 28], А.И. Ханчук [4], Л.П. Карсаков [15, 29], В.А. Гурьянов [8, 9], М.В. Горошко [6], А.Н. Диденко [10], М.В. Роганов [7].

Общим недостатком большинства исследований и построений было слабое использование глубинной геофизической информации.

В настоящее время рассматриваемая территория полностью покрыта гравиметрической и магнитной съемками масштаба 1:200 000, а в промышленных и перспективно промышленных районах – масштаба 1:50 000–1:10 000. На севере, за пределами площади, через Юдомо-Майский прогиб проходит профиль ГСЗ, а сам Юдомо-Майский прогиб изучен и подготовлен под поиски сейсмическими работами. По их результатам составлена объемная модель самого прогиба и оценены его перспективы на энергетическое сырье [20, 25]. В Кет-Капском, Улканском, Кондерском промышленных районах для изучения особенностей локализации эндогенного оруденения выполнялись исследования, включающие построение глубинных моделей [18, 24, 28]. Как правило, такие построения ограничены верхним и средним уровнем земной коры.

Современное представление о глубинном строении конкретной территории отражено в различных геофизических материалах [13, 18, 19, 27], полученных при выполнении геологических съемок 1:200 000, создании геологической карты 3-го поколения 1:1 000 000 [7], при локальных исследованиях для поисков перспективных площадей на энергетическое сырье (сейсморазведочные работы) и на рудное сырье (по комплексу геофизических методов) [8–10, 20, 25, 29].

Более глубинная информация о строении литосферы базируется на обзорных исследованиях дальневосточного региона якутских исследователей [27] и группой сотрудников ИТиГ ДВО РАН под руководством Ю.Ф. Малышева [6, 15, 18, 19].

Целью данной работы явилось изучение строения литосферы региона до глубины 60 км на основе обработки, качественной и количественной интерпретации гравиметрической информации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Северо-Азиатский кратон (рис. 1) на изучаемой территории представлен выступами раннедокембрийского кристаллического фундамента юго-восточной части Алдано-Станового щита (Идюмо-Хайканский, Тырканский, Луриканский блоки), фрагментами Становой гранит-зеленокаменной области (Джанинский, Джугджурский, Кирано-Лавлинский блоки) и Батомгской гранит-зеленокаменной областью (ГЗО).

Фундамент кратона выполнен породами гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Блоки юго-восточной части Алдано-Станового щита (АСЩ) преимущественно состоят из метаморфитов гранулитовой стадии; Становая и Батомская области представлены разновозрастными интрузивными образованиями.

Структуру фундамента, по [19, 20], формируют гранито-гнейсовые купола размером до 150 × 150 км. Ядра куполов образованы чарнокито-, эндербито- и плагиогранито-гнейсами. Метаморфиты прорваны мелкими телами палеопротерозойских мафит-ультрамафитов и гранитоидов.

Верхняя часть разреза САК представлена Улканским и Билякчанским позднепалеопротерозойскими осадочно-вулканогенными прогибами [6, 7, 19], мезо-неопротерозойскими Учуро-Майской впадиной и Юдомо-Майским рифтогенным прогибом, позднепалеозойским Южно-Верхоянским прогибом, мезозойской Вилуйской синеклизой.

Верхоянско-Колымская складчатая система представлена своим южным окончанием, прослеживается в меридиональном направлении при ширине от 90 до 170 км, имеет эпикратонный характер. От Сибирской платформы на западе она отделена Нельканским надвигом (рис. 1). На юге породы ее рифейского разреза налегают на раннеархейские метаморфиты и гранитоиды Батомгского выступа. В составе системы выделяются Юдомо-Майский рифтогенный и Южно-Верхоянский прогибы.

Тихоокеанский тектонический пояс представлен фрагментом Охотско-Чукотской вулканической области, которая является крупной частью активной

окраины САК, сформированной в надсубдукционной зоне на границе взаимодействия блоков континентальной и океанической коры. В пределах региона пояс представлен Преддзугджурским и Джелонским вулканогенными прогибами [1, 5].

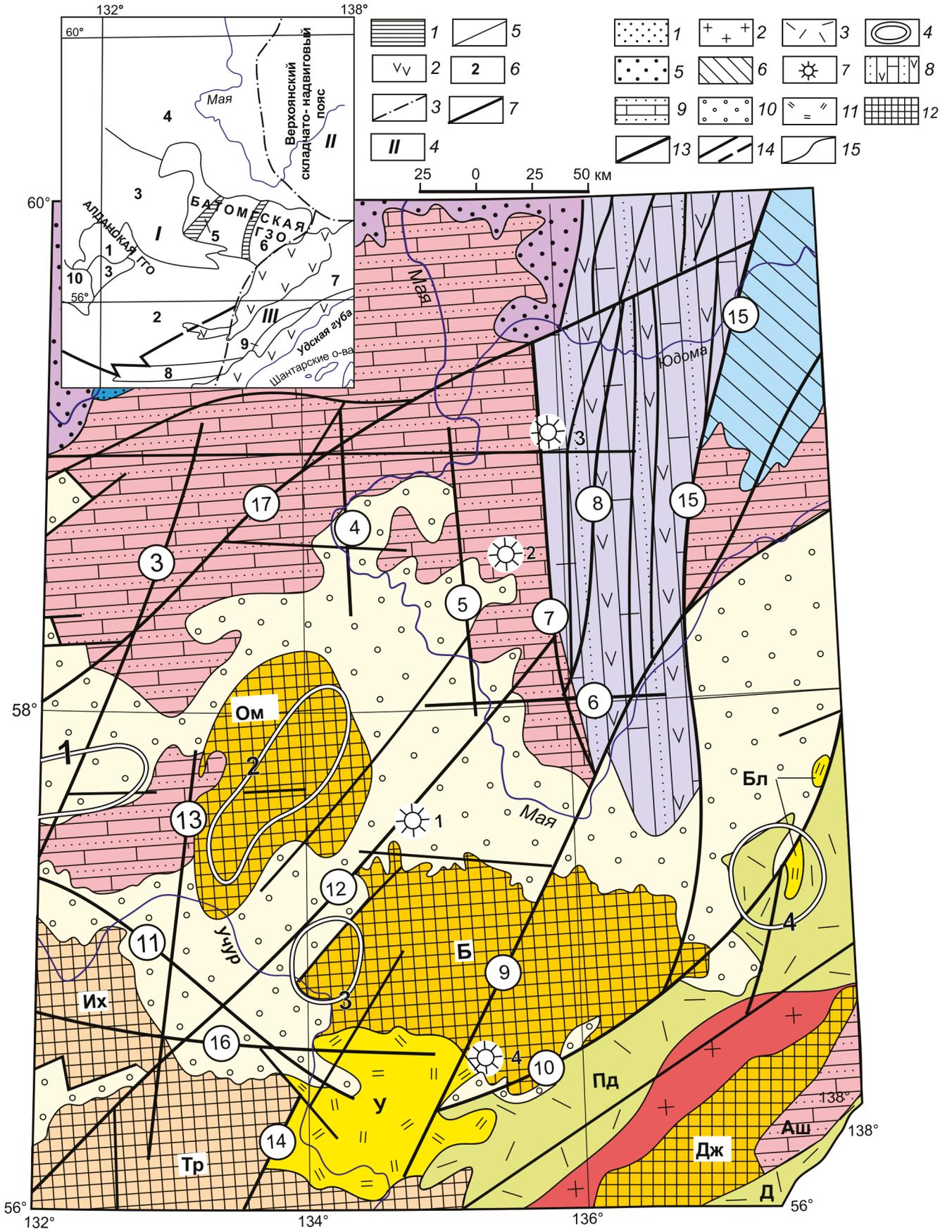
Наложенные на метаморфическое основание структурные объекты характеризуются многообразием, сформированы в результате различных этапов развития от докембрия до кайнозоя включительно, связаны как с собственным развитием кратона, так и с его реакциями на коллизионные и субдукционные процессы в смежном орогенном поясе, с обстановками пассивной и активной континентальных окраин и процессами плюмового магматизма.

Билякчанский вулканогенно-осадочный прогиб контролируется долгоживущим глубинным Билякчанским разломом, на территории представлен своим юго-западным окончанием в виде разрозненных блоков осадочно-вулканогенной толщи нельбачанской серии мощностью 3 000–3 300 м. Разрез толщи снизу вверх включает: песчаники, базальты, риодациты, риолиты, кварциты, серицит-хлоритовые сланцы по metabазальтам и риодацитам. Гранитоиды нудымийского комплекса представлены субщелочными и нормальными разновидностями гранитоидов, кварцевыми сиенитами.

Улканский осадочно-вулканогенный прогиб выполнен осадочно-вулканогенными образованиями улканской серии, в которой выделяются топориканская, улканская и элгэтэйская свиты [8]. В основании прогиба преобладают палеопротерозойские комплексы вулканических и интрузивных пород. Песчаники базального горизонта серии залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на глинисто-щебенистой коре выветривания пород фундамента. Интрузивные образования представлены гекунданским лейкогаббро-долеритовым, улканским щелочно-лейкогранитовым и маймаканским габбро-долеритовым комплексами. По данным [10], формирование магматических пород прогиба связано с коровым и мантийным источниками в геодинамической обстановке континентального рифта.

Учуро-Майский прогиб заложен в мезопротерозое на пенепленизированном гранито-гнейсовом фундаменте платформы [3, 29]. В его составе выделяются доплитные и плитные комплексы пород.

Доплитные комплексы целиком сложены слабодислоцированными породами мезо-неопротерозоя. Выделено шесть доплитных комплексов: мезопротерозойские – уянский, учурский, аймчанский, керпильский; неопротерозойские – лахандинский и уйский, разделенные между собой несогласиями. Мак-



симальная суммарная мощность мезо-неопротерозойских отложений более 10 км [7]. Мезопротерозойские отложения имеют преимущественно терригенный состав с небольшой долей карбонатных пород. Неопротерозойские комплексы вмещают интрузивные тела ультраосновного щелочного состава с карбонатитами центрального типа Ингили [6].

Плитные комплексы [5] представлены горизонтально залегающими образованиями (мощность до 6 000 м) карбонатно-терригенного состава верхнего неопротерозоя, кембрия, ордовика, силура; развиты значительно шире мезо-неопротерозойских и выходят далеко за пределы Учуро-Майского прогиба. Они выполняют широкие пологие мульды и узкие приразломные синклиналильные складки, сложенные аргиллитами, доломитами, доломитистыми известняками и алевритами юдомской серии.

Юдомо-Майский рифтогенный прогиб [5, 26, 32] размещается на восточном фланге Сибирской платформы рядом с Южно-Верхоянским прогибом. Граница между ними проводится по Бурхалинскому глубинному разлому, уходящему своими корнями в мантию. Прогиб асимметричен. Его осевая часть смещена к востоку. Западный борт более пологий, надвинут на структуры Вилуйской синеклизы. Амплитуда перекрытия – от первых километров до 15 км. Восточный борт более крутой. Глубина погружения фундамента под Юдомо-Майским прогибом на линии сейсмического профиля за пределами площади более 20 км.

Южно-Верхоянский прогиб. Мощность слагающих его пород 4–5 км. Для прогиба характерна линейная складчатость с углами падения крыльев от 20° до 60°. В прогибе преобладают карбон-пермские терригенные породы, которые с несогласием перекрывают неопротерозойско-силурийские платформенные отложения. Магматические образования прогиба – продукт мезозойского орогенеза, представлены разнообразными по форме, размерам и составу интрузиями гранитоидов [2, 3].

Преддзугджурский и Джелонский вулканогенные прогибы расположены в области сочленения Становой и Батомгской гранит-зеленокаменных областей, параллельны между собой, вытянуты в северо-восточном направлении до 250 км при ширине до 100 км. Прогибы выполнены ниже- и верхнемеловыми вулканитами кислого, умеренно кислого, среднего и основного составов. Субвулканические фации представлены позднемеловыми игнимбритами трахириолитов, дацитов, андезитами и базальтами. В Джелонском прогибе выделены только нижнемеловые отложения аналогичного состава. Интрузивные образования расчленены на раннемеловой удской комплекс гранодиоритов, адамеллитов, гранитов и позднемеловой дзугджурский комплекс субщелочных гранитов, граносиенитов, монцоидиоритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и граносиенит-порфиров, которые слагают массивы, штоки и дайки.

Учуро-Кет-Капский вулканоплутонический район (ВПП) не связан с Охотско-Чукотским поясом,

Рис. 1. Схема тектонического районирования зоны сочленения восточной части Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса, по [6].

На врезке: 1 – зеленокаменные пояса; 2 – вулканические пояса; главные тектонические элементы: 3 – их границы, 4 – их обозначения: I – Северо-Азиатский кратон, II – Верхояно-Колымская складчатая система, III – Тихоокеанский тектонический пояс; прочие тектонические элементы: 5 – их границы; 6 – обозначения тектонических элементов (Восточно-Алданская гранулит-гнейсовая область, блоки: 1 – Идюмо-Хайканский, 2 – Тырканский; Алданская плита, зоны: 3 – Учурская, 4 – Майская; Батомгская гранит-зеленокаменная область, пояса: 5 – Чумиканский, 6 – Утукачанский; Становая гранит-зеленокаменная область, блоки: 7 – Дзугджурский, 8 – Удско-Майский, 9 – Лавлинский; 10 – Токская впадина); 7 – разломы

Основная схема: 1 – Джукян-Кербинская кайнозойская континентальная впадина; 2 – позднемеловые коллизионные гранитоиды; 3 – позднемезозойские вулканогенные прогибы Охотско-Чукотского вулканического пояса на активной окраине Северо-Азиатского кратона: Пд – Преддзугджурский, Д – Джелонский; 4 – ареалы субщелочных и щелочных пород алданского и охотского позднемезозойских комплексов (цифры в кружочках): 1 – Кет-Капский, 2 – Омнинский; 3 – Томптоканский, 4 – Комуй-Челасинский; 5 – юрские отложения Вилуйской синеклизы; 6 – Южно-Верхоянский верхнепалеозойский синклиниорий пассивной континентальной окраины Сибирского кратона; 7 – раннепротерозойские массивы ультраосновных щелочных пород центрального типа: 1 – Кондерский, 2 – Ингилийский, 3 – Хамнинский, 4 – Чадский; 8 – Юдомо-Майский мезо-неопротерозойский рифтогенный прогиб; 9 – верхнепротерозойско-нижнепалеозойские отложения Учуро-Майской плиты и Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 10 – неопротерозойский–нижнепалеозойский платформенный чехол (Аяно-Майский прогиб); 11 – позднепалеопротерозойские вулканогенные прогибы: У – Улканский, Бл – Билякчанский; 12 – выступы и блоки палеопротерозой-архейского кристаллического фундамента: Их – Идюмо-Хайканский, Тр – Тырканский, Б – Батомгский, Ом – Омнинский, Дж – Дзугджурский; 13 – крупные блокоограничивающие и внутриблоковые разломы (3 – Аимо-Токинский, 4 – Томпо-Устьмайский, 5 – Маймакано-Кандыгский, 6 – Кавальканский, 7 – Нельханский, 8 – Сарданахский, 9 – Батомгский, 10 – Билякчанский, 11 – Хайканский, 12 – Учуро-Майский, 13 – Уянский, 14 – Удыхино-Маймаканский. 15 – Бурхалинский, 16 – Чадский, 17 – Устьюдомский); 14 – прочие разломы; 15 – геологические границы.

пространственно совпадает с площадью распространения магматитов мезозойских субщелочных и щелочных пород позднеюрского и мелового возрастов. В районе проявлен интенсивный фонотэфрит-фонолит-трахитовый вулканизм (бокурский комплекс), продукты которого выполняют небольшие (до 10 км²) кальдеры проседания [5]. Мощность эффузивной толщи до 1 300 м. Интрузивные тела расчленены на кет-капский и дарьинский комплексы. Кет-капский комплекс сложен шонкинитами, сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, субвулканическими трахидацитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами. В составе дарьинского комплекса преобладают мелкие штоки и дайки фергуситов, малиньитов, нефелиновых сиенитов. Состав большинства пород совместно со щелочными бокурскими вулканидами соответствует магматитам рифтовых зон. Характерной чертой магматизма является его калиевая специфика.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Задача настоящих исследований – создание объемной модели изучаемой территории до уровня верхней мантии. В условиях отсутствия кондиционной сейсмической информации единственный геофизический метод, который позволял это сделать – гравиметрия, имеющая достаточно высокую проникающую способность. Гравиметрической съемкой покрыта вся изучаемая площадь.

Опыт таких исследований опробован ранее при изучении других территорий Дальневосточного региона [11–14]. Основой для построения плотностной модели стали данные карт поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см³ различных масштабов, которые были сведены в единую цифровую матрицу 2 × 2 км.

Качественная и количественная интерпретация гравитационных аномалий проводилась с использованием пакета «КОСКАД-3D» [21], математический аппарат которого позволяет вычленять полезную информацию из наблюдаемого гравитационного поля. При настоящих исследованиях выполнено разделение поля на локальную и региональную составляющие, построена объемная плотностная модель литосферы до глубины 60 км на основе решения обратной задачи гравиметрии. Визуализация модели выполнена в виде срезов расчетной плотности, опирающихся на серию разрезов и карт интерпретации плотностных неоднородностей.

В порядке подготовки материалов к интерпретации было проанализировано изменение плотностных свойств пород района отдельно для осадочно-мета-

морфических, вулканогенных и интрузивных комплексов пород. Созданы таблицы физических свойств указанных комплексов и построена петроплотностная карта.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Петрофизические характеристики

В пределах изучаемой территории наиболее широкий разброс плотностных характеристик имеют *осадочно-метаморфические комплексы* – от 1.49 до 3.06 г/см³ (здесь и далее). Минимальные значения характерны для слабо литифицированных неоген-четвертичных образований, максимальные – для сильно метаморфизованных образований архея [12].

Среди литифицированных пород плотность в первую очередь зависит от состава пород: для рифейско-палеозойских комплексов терригенного состава средняя плотность – 2.63, для терригенно-карбонатных – 2.70–2.73. При этом, чем выше процент карбонатных пород в свите, тем больше их плотность вне зависимости от возраста. У терригенных пород большей плотностью обладают породы с более тонким гранулометрическим составом (аргиллиты – 2.70, песчаники – 2.60). Среди карбонатных – плотность определяется составом и степенью метаморфизма (доломиты – 2.85, известняки – 2.75).

В метаморфизованных образованиях плотность определяется степенью метаморфизма, возрастом и составом: у древних выше, чем у более молодых; среди метаморфизованных – у амфиболитов больше, чем у кристаллических сланцев, колеблется в интервале 2.78–2.85. Особенно в этом ряду выделяются породы тырканской серии, имеющие самую высокую плотность.

Плотность *вулканогенных пород* изменяется от 2.0 до 3.0 г/см³. Плотность покровных отложений – 2.45–2.60. Субвулканические образования, в сравнении с покровными, отличаются более высокими значениями. Плотностные характеристики уменьшаются от древних комплексов к молодым.

Плотность *интрузивных пород* изменяется от 2.25 до 3.20 г/см³ и определяется их основностью (чем больше основность, тем больше плотность) и возрастом (степенью метаморфизма). В одних и тех же по составу разновидностях больше плотность у более древних комплексов, при этом минимальная плотность у лейкократовых гранитов позднего мела (2.5), максимальная – у габброидов и карбонатитов (2.95).

Петрофизический анализ показывает, что наиболее контрастной плотностной границей в регионе

является контакт метаморфических образований с гранитоидными или вулканогенными образованиями.

Региональные и локальные особенности гравитационного поля

Карта региональной составляющей (рис. 2, б) показывает, что по интенсивности поля с юго-запада на северо-восток выделяются три области северо-западного простирания. На крайнем юго-западе региональный гравитационный минимум высокой интенсивности, далее на северо-восток минимум сменяется областью повышенного знакопеременного поля, которая протягивается от Джугджурского блока до р. Алдан. В крайнем северо-восточном углу картируется фрагмент регионального минимума меньшей интенсивности.

Юго-западный угол площади выполнен древними метаморфическими образованиями Алдано-Станового щита САК, но ему соответствует северо-восточное окончание Тырканского минимума (рис. 2, з). Это указывает на то, что метаморфические образования в коре подпираются магматическим плутоном гранитоидного состава, который, вероятно, сформировался в результате плюмовых процессов в меловое время. Область повышенного поля здесь является частью более регионального максимума, выделенного ранее Ю.Ф. Малышевым, Ю.Ф. Маниловым [19], простирающегося в юго-восточном направлении вплоть до Охотского моря с плитными отложениями неопротерозоя и меловыми вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса [1]. Северо-восточный минимум, связанный с формированием неопротерозойского перикратонного Юдомо-Майского и наложенным на него палеозойским Южно-Верхоянским прогибом Верхояно-Колымской складчатой области, выполнен терригенно-осадочными образованиями. Исходя из интенсивности локальных аномалий, в пределах Южно-Верхоянского прогиба можно предположить наличие на глубине гранитоидного плутона, вероятно корового заложения.

В целом, уровень современного гравитационного поля территории определяет Тырканский минимум, с центром южнее рассматриваемой площади (рис. 2, з), но который определяет глубинное разуплотнение коры и мантии большой площади, сформировавшееся, предположительно, в результате относительно молодого плюмового процесса.

Карта остаточных аномалий гравитационного поля (рис. 2, в) достаточно дифференцирована. Согласно петрофизическим данным, повышенное поле, вероятнее всего, обусловлено древними метаморфическими породами, пониженное – магматическими образованиями гранитоидного состава.

Объединяющим элементом площади является кольцевая структура, отороченная по периметру группой разнонаправленных аномалий повышенной плотности, находится на пересечении северо-восточных и северо-западных разломов со сложным сочетанием метаморфических и гранитоидных блоков (положительных и отрицательных аномалий). Внутри структуры преобладают аномалии пониженного поля, что идентифицирует ее как интрузивно-купольную.

Главным линейным нарушением на данной карте является разлом северо-западного простирания в северо-восточном обрамлении кольцевой структуры, простирающийся от р. Алдан до Билякчанского разлома. Разрывные нарушения по периметру кольцевой структуры фрагментарно отражаются на современных тектонических картах [5, 7]. Другие поверхностные разломы на карте остаточных аномалий картируются слабо.

Объемная плотностная модель представлена сочетанием разрезов расчетной плотности и объединяющих их срезов на разных глубинных уровнях (рис. 3, 4).

Плотностные разрезы (рис. 3, а) показывают распространение плотностных неоднородностей по глубине. На разрезах выделены три типа плотностных неоднородностей: высокой плотности (коричневые), пониженной плотности (светло-зеленые) и низкой плотности (темно-зеленые). Участки повышенной плотности идентифицируются как блоки метаморфических образований, минимальной плотности – как молодые гранитоидные образования, пониженной плотности – как древние межблоковые ослабленные (дезинтегрированные) рифтовые зоны (разломные системы).

По интенсивности плотностных аномалий территория делится в меридиональном направлении на три крупных области (рис. 3, а, б). Центральная область имеет литосферу наибольшей плотности. К востоку, между центральной и восточной областями расположена линейно вытянутая зона низкой плотности, вероятнее всего рифтогенной природы, отделяет Батомгский террейн от Охотского [17]. Западная область (Алдано-Учурская) имеет площадное распространение, в её разрезе наблюдается перемежаемость слоев высокой и низкой плотности, вероятнее всего она является восточным флангом Восточно-Алданского террейна [4, 17]. На крайнем юго-западе количество разуплотнений в разрезе увеличивается, что может быть обусловлено магматической переработкой метаморфических образований в связи с плюмовыми процессами в пределах «Тырканского минимума».

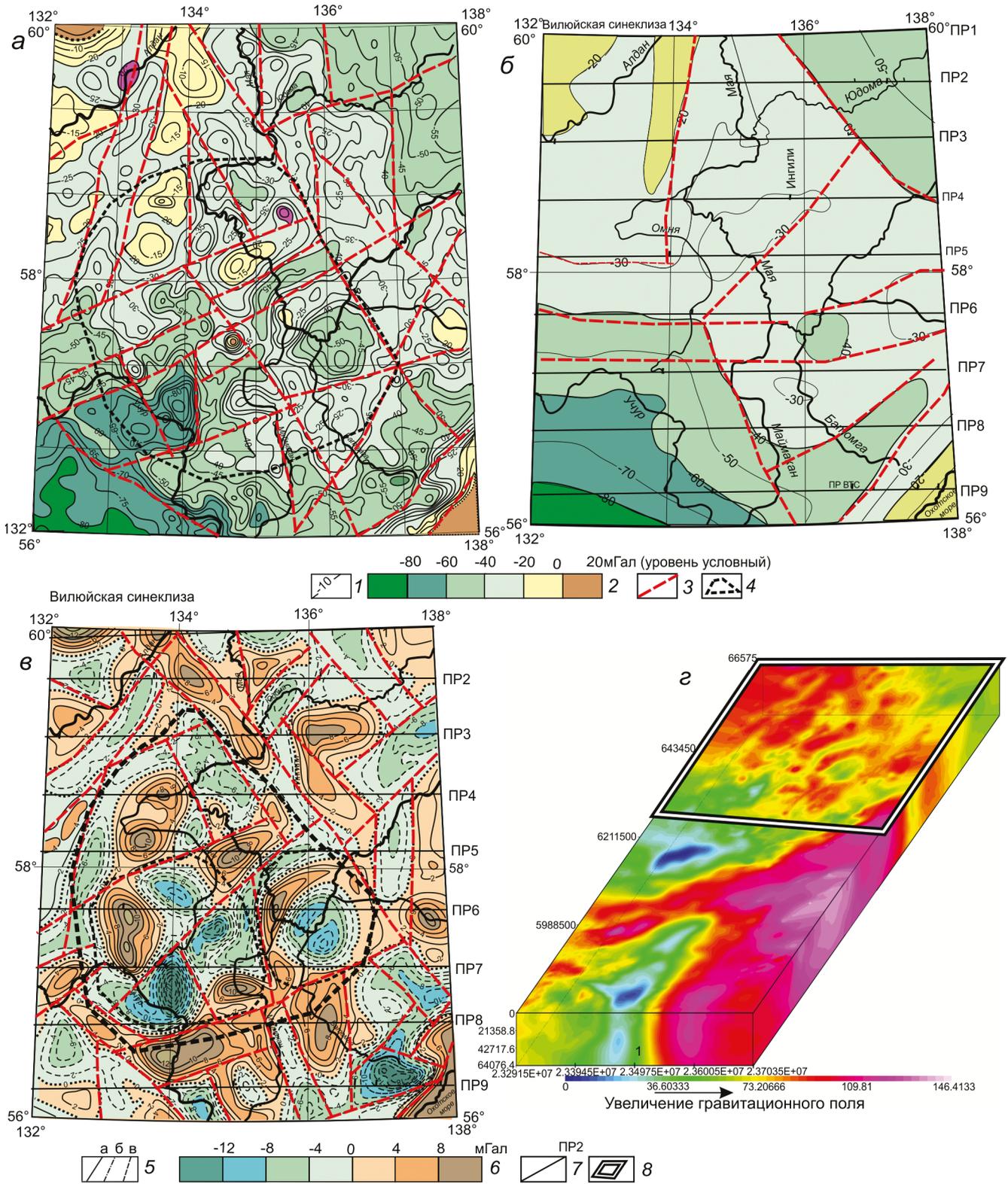


Рис. 2. Особенности гравитационного поля зоны сочленения восточной части Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса.

a – карта наблюдаемого гравитационного поля (в условных единицах); *б* – карта региональной составляющей гравитационного поля; *в* – карта локальных аномалий гравитационного поля; *г* – схема объемного гравитационного поля; 1 – изолинии силы тяжести; 2 – шкала раскраски для *a* и *б*; 3 – разломы, выделенные на основании карт *a*, *б*, *в*; 4 – интрузивно-купольные структуры; 5 – изолинии интенсивности локальных аномалий; 6 – шкала раскраски карты локальных аномалий; 7 – положение расчетных профилей; 8 – границы изучаемой площади.

По интенсивности и направлению аномалий плотности выделены два типа плотностных границ (разломов): крутопадающие (секущие) с преобладающим падением в противоположных румбах и пологие. По направлениям падения разрывных структур территория делится на три неравные части: на западе – преобладает западное падение, на востоке – восточное, в центральной, наиболее широкой части – область сочетания разломов западного и восточного падения. Вертикальные разломы развиты слабо. Горизонтальные границы проявлены фрагментарно и вероятно могут рассматриваться как межслойные срывы древних слоистых сооружений.

Рис. 3, б показывает генерализованное размещение блоков метаморфогенного фундамента на плоскости и относительно элементов тектонической карты поверхности. В целом метаморфогенный фундамент не является монолитным, разбит на отдельные блоки, границы которых слабо совпадают с их границами на поверхности, но являются их продолжением на глубину. На территории выделено 7 таких блоков, разделенных зонами пониженной плотности, которые можно интерпретировать как глубинные подвижные зоны.

Блок I имеет северо-восточное простирание, соответствует Идюмо-Ханкайскому и Омнинскому метаморфогенным блокам на поверхности. Особенность данного блока в том, что с севера на юг в направлении Тьрканского плутона увеличивается его магматическая проработка. В частности, Идюмо-Хайканский блок переработан магматизмом примерно наполовину, а Тьрканский – практически полностью, т.к. размещается в глубинной подвижной зоне, в которой активно проявился и более молодой магматизм. Свой метаморфический состав Тьрканский блок сохранил только в верхней и частично средней коре.

Блок II ориентирован на северо-запад. Консолидированный метаморфогенный фундамент блока перекрыт плитными отложениями междуречья рр. Алдан–Мая. В верхней части разреза восточного борта, вдоль разломов восточного падения, наблюдается напользание на него отложений Юдомо-Майского прогиба. Две предполагаемые молодые интрузии корового происхождения пересекают его в север-северо-восточном и меридиональном направлениях.

Блок III имеет меридиональное простирание, развит в пределах Аяно-Майского рифейского прогиба, уходит на восток в район Нетского поднятия. Западная его часть более консолидирована, восточная – расчленена магматическими образованиями пониженной и низкой плотности, уходящими в мантию.

Блок IV имеет близмеридиональное простирание, включает полностью Батомгскую ГЗО, на юге

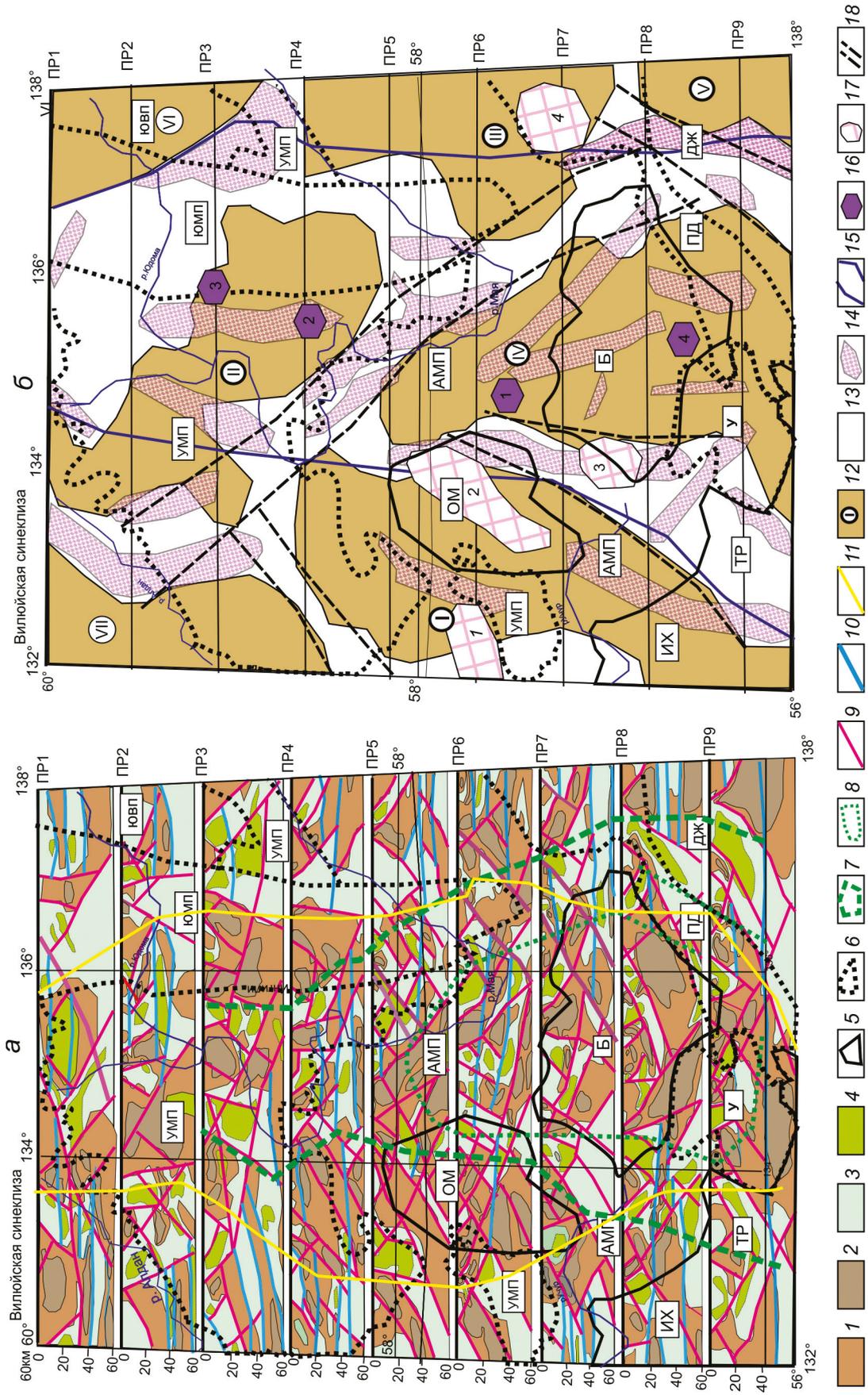
фиксируется его разворот на юго-запад, в пределах Улканской ВТС включает Лавлинский блок Становой ГЗО. Северо-восточными и северо-западными нарушениями он разбит на сложную систему более мелких блоков разного падения. На профилях 5, 6 проявлена куполообразная структура, на юге (профиль 7, 8, 9) – синклинальный прогиб с гранитоидными коровыми образованиями.

Блок V меридионального простирания включает Джуджурский метаморфический блок Становой ГЗО, делится на две части: западная – представляет собой мезозойский гранитоидный пояс, приурочена к подвижной межблоковой зоне; восточная – представлена метаморфитами, имеющими наиболее высокую плотность на площади, уходит корнями в район Нетского поднятия.

Блок VI занимает крайний северо-восточный угол территории, имеет близмеридиональное простирание. По внутренней структуре существенно отличается от остальных. На профиле 1 на метаморфическом фундаменте размещается синклинальная структура пониженной плотности (Южно-Верхоянский прогиб). На профиле 2 верхняя часть разреза аналогична разрезу предыдущего профиля, в нижней части плотные образования подпираются разуплотнением (вероятно, обусловлено магматизмом). На профиле 3 метаморфические образования слагают только верхнюю тонкую покрывку для магматических мантийных структур. Блок IV от блока II отделяется областью пониженной плотности, которая контролирует Юдомо-Майский прогиб, вытянутый в меридиональном направлении. Фундамент прогиба неоднороден, западная его часть надвинута на метаморфогенный блок II, восточная – имеет крутые борта на границе с блоком IV.

Метаморфогенный **блок VII** имеет меридиональное простирание и является фундаментом Вилнойской синеклизы [26, 27]. По своей глубинной структуре блок является «слоеным пирогом», где с падением на запад перемежаются слои повышенной и пониженной плотности. По восточному борту проходит близмеридиональная зона разуплотнения (молодого магматизма), имеющая мантийные корни. Здесь широко развиты горизонтальные границы раздела, слои пониженной плотности тяготеют больше к верхней части разреза, что дает основание предположить, что слоистая структура блока, вероятно, связана с формированием перикратонного прогиба.

Анализируя глубинную структуру территории в целом можно отметить, что центральная часть территории – сложно построенная структура антиклинального типа, меридионального простирания, крылья ко-



торой на западе и востоке падают в противоположных направлениях.

Главная линейная область пониженной плотности северо-западного простирания от юго-восточного до северо-западного угла делит изучаемую площадь на две части: на юго-западе структурные элементы имеют северо-восточное простирание, на северо-востоке – северо-западное.

Метаморфогенные блоки разделены относительно узкими разуплотненными зонами мантийного заложения – вероятно, межблоковые зоны дезинтеграции. Эти зоны подвижны на протяжении достаточно продолжительного времени, т.к. к ним приурочено большинство локальных аномалий интенсивного разуплотнения, которые, согласно петрофизическим данным, могут интерпретироваться как проявления мелового гранитоидного магматизма.

В пределах метаморфогенных блоков центральной части в меридиональном направлении слабо выделяется область пониженной плотности, которая, вероятно, является областью зарождения древней (позднепротерозойской) палеорифтовой системы в пределах Батомского террейна Сибирского кратона [17]. Известные интрузии центрального типа ультраосновного состава в пределах метаморфогенных блоков не контролируются локальными разуплотнениями, что указывает на их образование в более раннее время (протерозойский этап магматизма).

Элементы протерозойских осадочно-метаморфических прогибов, протерозойских и мезозойских вулканотектонических образований являются секущими по отношению к структурам фундамента, что указывает на их явно наложенный характер.

Плотностные срезы (рис. 4) показывают распространение плотностных неоднородностей на глубинах 10, 20, 40, 60 км.

Срез 10 км сильно дифференцирован, положительные и отрицательные аномалии группируются в отдельные районы разной ориентации и интенсивности. Наиболее фрагментирован *район 1* северо-западного направления в центральной части площади. Внутри него выделяются три подрайона, разделенных северо-восточными нарушениями: южный – с исключительным преобладанием плотностных аномалий северо-восточного направления, характерный для Джугджурского выступа; центральный и северный – представлены аномалиями северо-восточного направления, разделенными цепочками аномалий меридиональной направленности, соответствуют Батомскому и Омнинскому метаморфогенным выступам фундамента.

Район 2 отличается преобладанием плотностных аномалий меридиональной направленности, соответствует структурно-формационным образованиям Юдомо-Майского террейна (Юдомо-Майский прогиб).

В *районе 3* преобладают неоднородности северо-западного направления, характерные для архейских магматических образований Идюм-Хайканского и Тырканского блоков.

Район 4 имеет север-северо-восточное направление плотностных неоднородностей, вероятно обусловленное внутренними структурами Вилульской синеклизы.

Срез 20 км с некоторыми отличиями сохраняет картину среза 10 км, но имеет более высокую степень генерализации аномалий. Центральный *район 1* северо-западного направления с преобладанием северо-восточных аномалий делится на те же, что и на предыдущем срезе, подрайоны – Джугджурский, Батомский и Омнинский, но с существенно уменьшенными площадями. Второй и третий районы фактически соответствуют районам предыдущего среза, *район 4* – существенно увеличился по площади и изменился по

Рис. 3. Глубинные особенности плотностных неоднородностей зоны сочленения восточной части Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса.

а – схема разрезов плотностных неоднородностей, *б* – схема интерпретации плотностных разрезов; 1 – аномалии повышенной плотности; 2 – аномалии высокой плотности; 3 – аномалии пониженной плотности; 4 – аномалии низкой плотности; 5 – выступы и блоки палеопротерозой-архейского кристаллического фундамента кратона: ИХ – Идюмо-Хайканский, ТР – Тырканский, ОМ – Омнинский, Б – Батомский, ДЖ – Джугджурский; 6 – границы наложенных структур: верхнепротерозойско-нижнепалеозойский плитный комплекс Учуро-Майской плиты (УМП), Юдомо-Майский рифтогенный прогиб (ЮМП), рифейский платформенный чехол Алдано-Майского прогиба (АМП), Южно-Верхоянский верхнепалеозойский синклиниорный прогиб (ЮВП), вулканогенные прогибы: позднепалеопротерозойский У – Улканский, позднемезозойский ПД – Преджугджурский; 7 – область максимальной проявленности молодого гранитоидного магматизма; 8 – граница верхнекоровой синклинали структуры IV метаморфического блока; 9 – предполагаемые разломы; 10 – горизонтальные границы раздела; 11 – область метаморфического фундамента антиклинального типа; 12 – блоки метаморфического фундамента и их номера; 13 – межблоковые подвижные зоны; 14 – предполагаемые мезозойские интрузии; 15 – граница первичной палеорифтовой системы; 16 – массивы ультраосновных щелочных пород центрального типа: 1 – Кондерский, 2 – Ингилийский, 3 – Хамнинский, 4 – Чадский; 17 – ареалы субщелочных и щелочных пород алданского и охотского комплексов: 1 – Кет-Капский, 2 – Омнинский; 3 – Томптоканский, 4 – Комуй-Челасинский; 18 – подвижные зоны, наиболее насыщенные молодыми интрузиями.

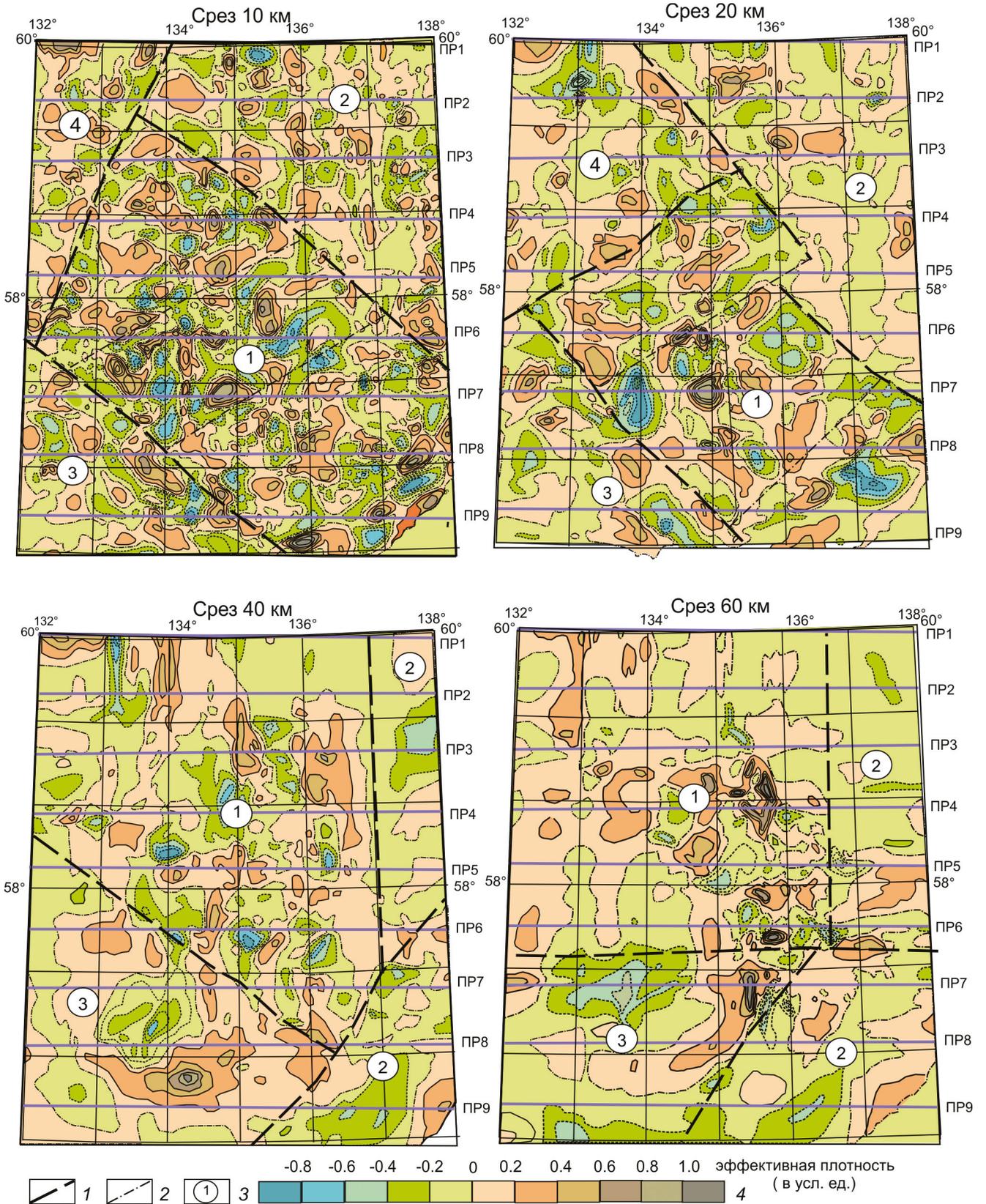


Рис. 4. Плотностные срезы.

Выделенные по плотности и направлению аномалий районы: 1 – их границы, 2 – границы подрайонов, 3 – их номера; 4 – шкала раскраски интенсивности плотностных аномалий.

направлению неоднородностей. Исчезло север-северо-восточная ориентация аномалий, в восточной части района преобладает северо-западное направление, в западной – меридиональное.

Срез 40 км заметно отличается от вышеописанных. Конфигурации районов изменяются, меняются ориентировки аномалий. Районы 1 и частично 3 пререзаются цепочками положительных аномалий меридионального направления, разделенных изометричными аномалиями пониженной плотности. Последние можно рассматривать как очаговые магматические интрузивы в центральном приподнятом метаморфическом блоке фундамента. Район 3 – увеличивается по площади, его аномалии в основном изометричны, с остатками северо-западной ориентировки вдоль границ района. Район 2 является композицией двух подрайонов северо-восточного направления. Северный – в пределах Южно-Верхоянского террейна Верхояно-Колымской складчатой зоны, южный – в пределах Джугджурского блока, который отличается более высокой интенсивностью аномалий. Плотностные неоднородности, вероятно отражают особенности тектоники: по северной периферии кратона – перикратонный прогиб (плотность понижена), на юге – более интенсивные аномалии, связаны с развитием субдукционного магматизма.

Срез 60 км характеризуется более широким в сравнении с уровнем 40 км развитием аномалий пониженной плотности. На этом фоне высокоплотные объекты становятся контрастнее. Ориентировка большинства плотностных неоднородностей наследует картину среза 40 км. Район 1 почти аналогичен району 1 предыдущего среза с той лишь разницей, что здесь слабее выражено меридиональное направление и несколько увеличивается плотностной фон. В северной части района 2 исчезают аномалии северо-восточного направления и появляются широтные. В районе 3 исчезают северо-западные направления и начинают проявляться широтные, общий уровень поля понижается.

Полученные срезы показывают, что наиболее контрастные изменения в строении литосферы территории наблюдаются на двух глубинных горизонтах: на уровне средней коры, на границе нижней коры и верхней мантии. Снизу вверх по срезам в целом повышается плотностной фон и дифференциация плотности. На разных глубинах существенно меняется преобладающая ориентировка плотностных аномалий. На уровне 60 км, в пределах центральной части площади, преобладает широтное и, в меньшей степени, меридиональное направление плотностных неоднородностей, в её крайней юго-восточной части в пределах Джугд-

журского метаморфогенного блока и перикратонного Аяно-Шевлинского прогиба (рис. 1) – северо-восточное. Широтное направление, вероятнее всего, является отражением коллизионных процессов на границе Алдано-Станового щита и Монголо-Охотской складчатой области. На срезе 40 км полностью доминируют меридиональное и субмеридиональные направления, практически исчезает широтное. Можно предположить, что меридиональное направление является отражением субдукционно-коллизионных процессов на границе САК и Верхояно-Колымской складчатой области, вызвано зарождением окраинной рифтогенной системы. В пределах Верхояно-Колымской складчатой области преобладают северо-восточные аномалии, вероятно, связанные с особенностями формирования палеозойского Южно-Верхоянского прогиба.

В центральной части среза 20 км доминирующими являются северо-восточные плотностные аномалии от Джугджурского блока вплоть до Омнинского, что, вероятно, отражает субдукционно-коллизионные процессы на западной границе Тихоокеанской плиты, которые затронули и тело кратона. Неоднородности северо-западного направления, наиболее развитые в пределах Хайканско-Тырканского блока, вероятно, связаны с древними коллизиями и сопровождающим их магматизмом на границе Батомгского и Восточно-Алданского террейнов Сибирского кратона [17]. Доминирующим в пределах Юдомо-Майского прогиба остается меридиональное направление.

Срез 10 км во многом связан с уровнем 20 км и в значительной мере наследует преобладание северо-восточных аномалий. Из остальных ориентировок практически в равной мере представлены северо-западные и меридиональные направления.

Анализируя изменение плотностного фона с глубиной, можно отметить, что плотностная картина мантийного уровня 60 км отвечает региональной составляющей гравитационного поля, где с юго-запада на северо-восток выделяется три области: центральное место южной занимает очаговая магматическая структура с самым низким плотностным фоном, который связан с тырканским минимумом; низкий плотностной фон северной области связан с зарождающимся перикратонным прогибом; центральная – область повышенного плотностного фона с минимальной переработкой магматизмом метаморфогенных образований.

На нижнекоровом уровне 40 км площадь метаморфогенных образований увеличивается, магматические очаги более обособливаются.

Начиная со среднекорового уровня 20 км к поверхности наблюдается паритет метаморфических и

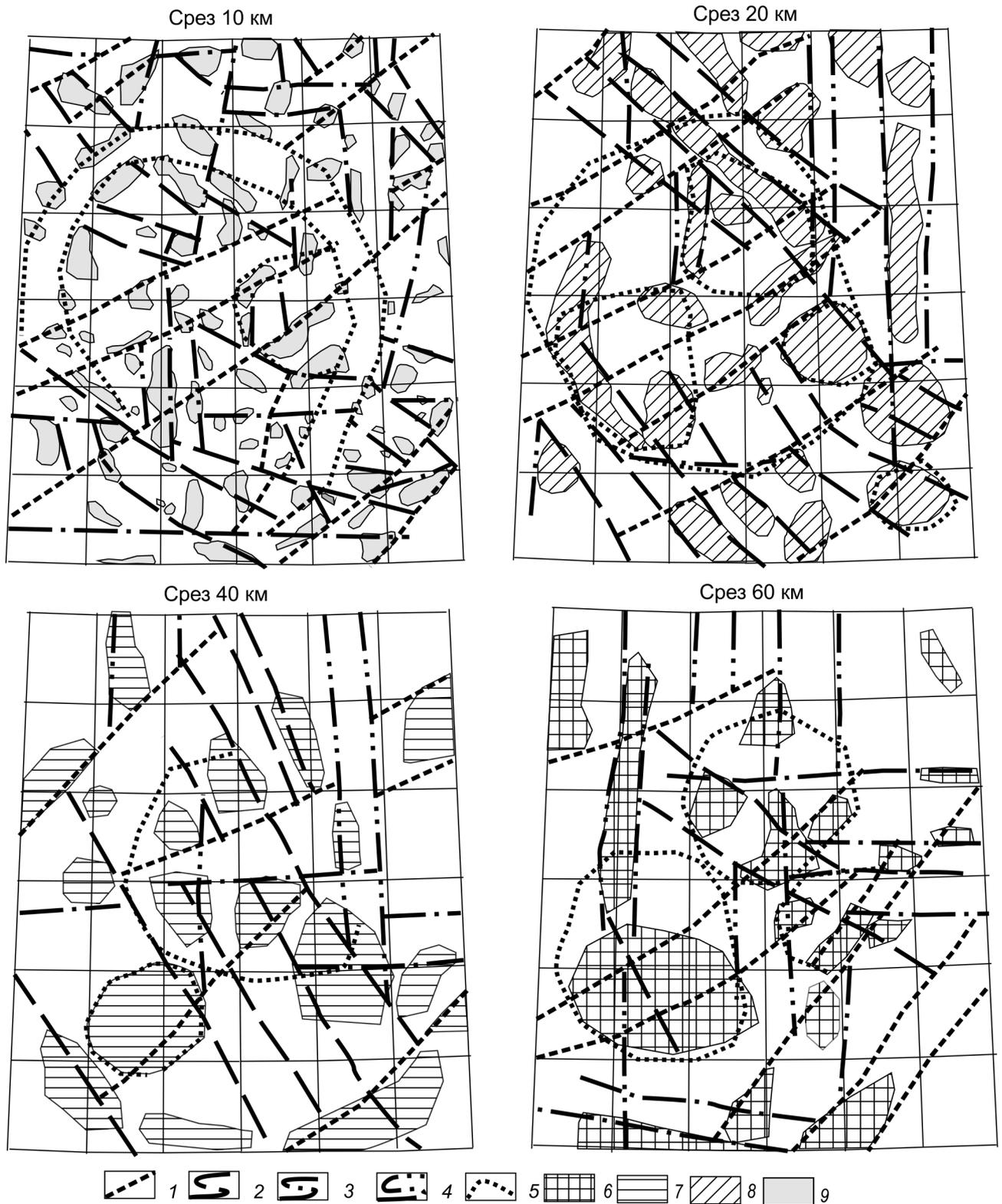


Рис. 5. Глубинные особенности дизъюнктивной тектоники с элементами магматизма (по материалам плотностных срезов).

Разломы разных направлений: 1 – северо-восточного, 2 – северо-западного, 3 – широтные, 4 – меридиональные; 5 – кольцевые структуры купольного типа; плотностные аномалии пониженной плотности (предполагаемые интрузивные образования): 6 – мантийного уровня, 7 – нижнекорового уровня, 8 – среднекорового уровня, 9 – верхнекорового уровня.

магматических образований. Аномалии, которые они создают, становятся более контрастными, при этом существенно изменяется их простираение.

Дизъюнктивная тектоника разных уровней, которая представлена на схеме (рис. 5), выполнена по классической методике [33]: по гравитационным градиентам, цепочкам аномалий и смене направлений аномалий.

На срезе 60 км в северной и западной части территории определяющей является ортогональная система нарушений, в юго-восточной части – северо-восточная. Меридиональная система превагирует от западной границы вплоть до Нельканского разлома (рис. 1). Широтная система проявлена фрагментарно в центре восточной части территории, близширотная – на крайнем юге, в зоне сочленения Тырманского и Джугджурского метаморфических блоков. Северо-восточная – распространяется от юго-восточного угла площади вплоть до Омнинского блока. Локальные минимумы плотности приурочены к отдельным разломам, являются индикаторами очагов возможного магматизма. На срезе выделяются две кольцевые структуры: южная – представляет собой крупный очаг на пересечении меридиональных и северо-восточных нарушений, в области сочленения Батомгского, Омнинского и Идюмо-Хайканского блоков, северная – представлена группой локальных аномалий на пересечении меридиональных и широтных дизъюнктивов, в пределах Учуро-Майской плиты (метаморфический блок 1 (рис. 3, б)).

В пределах нижней коры (срез 40 км) ориентировки ортогональной системы нарушений, выделенные на срезе 60 км, диагностируются фрагментарно, ведущей становится северо-западная система разломов. Размещение кольцевых структур существенно отличается от предыдущего среза. Южная кольцевая структура – сокращается по площади. Северная кольцевая структура – увеличивается в размерах, представлена группой локальных аномалий, приурочена к напряженному тектоническому узлу пересечения разнонаправленных систем разломов.

На срезе 20 км северо-западная и северо-восточная системы разломов становятся практически равноправными, при этом северо-западная система смещается относительно северо-восточной. Меридиональные и широтные нарушения западной части площади, имеющие мантийные корни, явно выделяемые на срезах 40 км и 60 км, на уровне 20 км практически не проявлены. Однако меридиональная ориентировка нарушений проявлена на границе Верхояно-Колымской складчатой области.

На уровне 20 км выделяется единое купольное сооружение (область сочленения Батомского и Ом-

нинского поднятий), которое объединяет кольцевые структуры предыдущих срезов в виде северной и южной групп локальных аномалий очагового типа, которые приурочены к областям пересечения северо-восточных и северо-западных систем разломов. В юго-восточной части территории выделяется несколько кольцевых аномалий, которые контролируются деформированной системой разломов северо-западной ориентировки.

Срез 10 км по сравнению с предыдущим унаследует только нарушения северо-восточного простираения. Остальные простираения характеризуются раздробленностью нарушений предыдущих уровней, имеют центростремительную направленность, что подчеркивает сводово-купольную структуру предыдущего среза, но с большей детальностью.

В целом можно сказать, что в верхней мантии (уровень 60 км) области контакта Сибирского кратона и Тихоокеанской океанической плиты превагируют ортогональные нарушения с элементами разломов северо-восточного направления. На уровне нижней коры для всей территории наиболее выражена северо-западная система разломов. От уровня средней коры к поверхности получает развитие северо-восточная система нарушений, которая является отражением субдукционных процессов на окраине кратона в более позднее время.

Взаимоотношение геологии поверхности с выделенными по разрезам глубинными зонами дезинтеграции и предполагаемыми, согласно срезам, магматическими интрузиями показывает рис. 6. На рисунке 6, а – структурно-тектонические особенности мантийного уровня, а на рис. 6, б – корового.

На мантийном уровне большинство интрузивных структур контролируются одиночными разрывными нарушениями и большей частью не соответствуют зонам дезинтеграции. В коре, напротив, магмоконтролирующее значение зон дезинтеграции проявлено довольно четко, даже учитывая то, что тренд нижнекоровых и среднекоровых интрузий несколько отличается как по количеству, так и по особенностям размещения. Подавляющее большинство интрузий нижней и средней коры размещаются в пределах этих зон, т.е. они, вероятно, имеют функцию транзитных путей по перемещению мантийного вещества в земную кору. Небольшая часть интрузий не контролируется зонами дезинтеграции, а приурочены к тектоническим разломам соответствующего уровня, что свидетельствует о затрудненной связи этих интрузий с мантией. В частности, из анализа полученных материалов в пределах Улканского прогиба, где, согласно [6], предполагается возможность проявления корового и

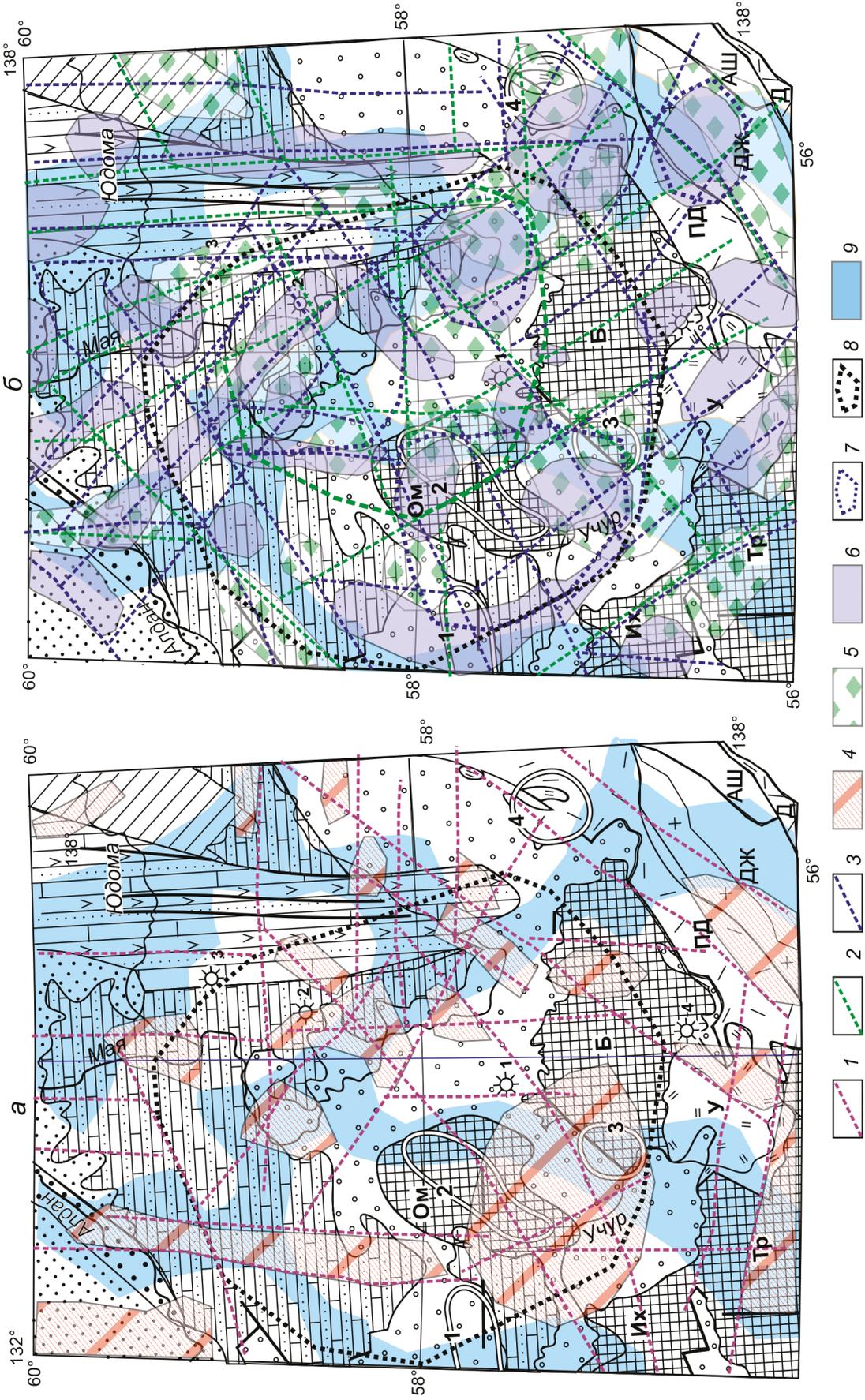


Рис. 6. Магмаконтролирующая роль подвижных зон метаморфического фундамента (а – магматического уровня, б – корового уровня).

1 – магматические разломы; 2 – нижнекоровые разломы; 3 – среднекоровые разломы; 4 – плотностные аномалии (предполагаемые интрузии); 5 – магматического уровня; 6 – корового уровня; 7 – среднекорового уровня; 8 – предполагаемые интрузивно-купольные структуры; 9 – верхнекоровая сводово-купольная структура; 9 – предполагаемые подвижные межблоковые зоны. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

мантийного магматизма, следует, что Улканский прогиб в северо-восточном направлении делится на три части. При этом западная часть, находящаяся в области влияния транзитной зоны дезинтеграции, имеет свободную связь с мантией, восточная – затрудненную, а в центральной, где развивался в основном коровый магматизм, эта связь практически отсутствует.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования подтвердили, что крупные осадочно-метаморфические структуры северо-восточной окраины САК простираются в северо-западном направлении от Охотского моря до р. Алдан (Вилуйская синеклиза).

Метаморфические блоки на поверхности являются лишь приподнятыми частями глубинных блоков метаморфического фундамента. Выделенная авторами центральная северо-западная система разломов, уходящая в мантию, делит литосферу территории на две части: южную приподнятую, где блоки метаморфического фундамента выходят на поверхность, и северную опущенную, где развивались перикратонные прогибы рифтогенного происхождения вдоль более древних меридиональных систем разломов.

На мантийном уровне в разной степени проявлены разломы всех направлений. Фактически изучаемая территория находится в узле пересечения двух глобальных систем разломов – меридиональной и субширотной, которые обусловлены субдукционно-коллизионными процессами на границах кратона с Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской орогенными областями. На этом уровне в полной мере отражается и северо-восточная система как результат субдукционно-коллизионного взаимодействия на границах Сибирского кратона с Тихоокеанской плитой. Здесь же зарождается и северо-западная система, которая в нижней коре получает доминирующее развитие. Меридиональная система сохраняет свою значимость лишь в зоне древнего Юдомо-Майского прогиба, в то время как северо-восточная и широтная теряют свою значимость.

На уровне средней коры диагональные дизъюнктивы становятся доминирующими: активизируется северо-восточная система нарушений, которая сечет и смещает разломы северо-западной ориентировки, характерные для нижней коры. На верхнем коровом уровне четко обособляется северо-восточная система разломов, в то время как разломы других направлений распадаются на более мелкие, их проявленность падает. По мнению авторов, доминирование той или иной системы разломов на разной глубине не дает основания привязать их во времени к тектоническому

циклу развития территории, а свидетельствует лишь о глубине заложения выделенных разрывных систем.

Фундамент САК сложен блоками разной степени дезинтеграции. Выделяются три крупные области: западная и восточная – синклинального типа, центральная – это сложное сочетание синклинального и антиклинального типов. Для западной области характерно западное падение разрывных границ ее метаморфических образований, для восточной – восточное, центральная область – это место сочетания западного и восточного падений.

Важное значение для магматизма изучаемой территории имеет наличие подвижных зон (рис. 6), которые разделяют имеющиеся метаморфические блоки на глубину всей коры и верхней мантии. Анализ связи размещения предполагаемых магматических интрузий разных уровней с подвижными зонами показывает, что интрузии корового заложения непосредственно контролируются этими зонами, мантийные интрузии контролируются системой разломов мантийного заложения, существенно отличающейся от коровой.

На поверхности в пределах подвижных зон проявился как протерозойский, так и мезозойский магматизм. Большинство ультраосновных щелочных интрузий размещаются в пределах метаморфических блоков, их мантийные корни контролируются меридиональными системами разломов. На коровом уровне в пределах этих интрузий предполагается наличие молодых верхнекоровых гранитоидов, контролирующихся северо-западными нарушениями. Это указывает на то, что формирование щелочных интрузий вероятнее всего произошло в протерозое, а выведение их на поверхность связано с более поздним меловым магматизмом.

Предполагаемые интрузии корового типа, тяготеющие к подвижным глубинным зонам, постоянно смещаются на разных глубинных этажах, контролируются преобладающими направлениями разломов, характерными для данного глубинного уровня. В частности, меловые интрузии основного состава тяготеют к северо-восточным верхнекоровым нарушениям, которые локализуются возле подвижных глубинных зон.

ВЫВОДЫ

По результатам обработки гравиметрической информации получена модель глубинной структуры фундамента САК.

Показано, что тренды разрывных нарушений меняются с глубиной и связаны с происходящими с протерозоя по кайнозой тектоническими процессами на прилегающих территориях.

Установлено, что размещение интрузий на разных глубинных уровнях определяется разломным трендом данного глубинного уровня.

Показано, что возможная связь интрузивов с мантией определяется их близостью к подвижным мантийным зонам в структуре фундамента САК.

Выявленные особенности глубинного строения могут быть использованы для уточнения тектонической и геодинамической моделей указанной территории.

Полученные модели структуры фундамента и особенностей размещения магматизма могут послужить основой для прогноза новых рудных районов эндогенного оруденения и энергетического сырья.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Авторы выражают благодарность док. геол.-минер наук С.Ю. Соколову и канд. геол.-минер. наук О.В. Веселову за внимание к работе и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севастьянов С.Ю., Егшин А.А., Дьяконова В.А. Данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отч. геология. 2011. № 6. С. 21–26.
- Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 67–79.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. + цв. Карта. Кн. 2. С. 573–981.
- Геологическая карта СССР. 1:100 000 (Новая серия). Лист 0-(53)54 – Охотск: Объясн. зап. / Отв. ред. А.Л. Ставцев). Л., 1986. 127 с.
- Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Гильманова Г.З. Тектоника и металлогения зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 1. С. 15–30
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан: Объясн. зап. / Гл. научн. ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картограф. фаб-ка ВСЕГЕИ, 2012. 364 с.
- Гурьянов В.Г. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
- Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса: Материалы Всерос. конф. VIII Косыгинские чтения: «Тектоника, глубинное строение и минералогия», 17–20 сентября 2013 г., г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 242–246.
- Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.
- Иволга Е.Г., Романовский Н.П., Гурович В.Г., Манилов Ю.Ф. К вопросу о глубинном строении области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской складчатых структур // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 78–88.
- Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Романовский Н.П., Манилов Ю.Ф. Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент-океан // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 39–53.
- Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф., Гурович В.Г., Романовский Н.П. Строение литосферы области сочленения охотоморских и континентальных тектонических структур // Литосфера. 2017. Т. 17, № 4. С. 120–136.
- Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. Структура литосферы области перехода континент-океан южной части Дальнего Востока России по результатам плотностного моделирования // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 6. С. 3–20.
- Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Модели строения и глубинной эволюции земной коры юго-востока Сибирской платформы. Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. Т. XI. С. 95–99.
- Кропоткин П.Н., Херасков Н.П. Тектоника северо-востока Азии: Междунар. геол. конгр. / Труды XXVII сессии. Т. II. М.: ГОНТИ, 1937. С. 207.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Гладкочуб Д.П., Горячев Н.А., Дервянко А.П., Диденко А.Н., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества / Отв. ред. М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк. Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова РАН СО. Новосибирск: Акад. изд-во «ГЕО». 2021. 327 с.
- Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Каплун В.Б. и др. Геофизическая характеристика и металлогения востока Алдано-Станового щита (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 3–16.
- Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера. 2014. № 2. С. 144–151.
- Нафиков И.Ф. Оценка углеводородного потенциала Алдано-Майской впадины на основе технологии бассейнового моделирования // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2017. № 7. С. 33–40.
- Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учеб. пособие, 2-е издание. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
- Обручев С.В. Тектоника Северо-Восточной Азии // Труды 17 сессии МГК. 1937. Т. 5. М.: ГОНТИ, 1940. С. 211–218.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Бе-

- личенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
25. Сафронов А.Ф., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Сивцев А.И. Перспективы нефтегазоносности Алдано-Майского прогиба // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 1. С. 64–70.
26. Ставцев А.Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.
27. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.
28. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
29. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1: 1 500 000. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
30. Тектоническая карта СССР. 1:4 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского. Омск, 1953. 6 л.
31. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1:5 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
32. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
33. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 239 с.

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем
после доработки 12.12.2022 г.
принята к печати 23.01.2022 г.*

E.G. Ivolga, Yu.F. Manilov

The structure of the Western Priokhotye lithosphere (based on the interpretation of gravity data)

A density 3D model was constructed, which made it possible to identify inhomogeneities in the western Priokhotye lithosphere and to obtain geophysical characteristics of the main tectonic elements in the region.

Qualitative analysis of the density profiles revealed features of fault tectonics at different depth levels. Oblique faults are shown to prevail in the crust of the region, while orthogonal faults prevail in the lithospheric mantle. It is established that the metamorphic basement of the northeastern margin of the North Asian Craton is divided by active long-lived zones into differently directed blocks. Different-level (mantle-crustal) igneous intrusions and endogenous mineralization are confined to the distinguished zones.

Key words: lithosphere, gravity field, density model, fault system, Earth's crust, upper mantle, density anomalies, North Asian Craton.