

ПЛОТНОСТНОЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

В.Я. Подгорный, Ю.Ф. Малышев

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

Изучен плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита по сейсмическому профилю Джалинда – Улу вдоль Алдано-Якутской автотрассы, включающий новые данные по глубинному строению щита. Применена методика послойного плотностного моделирования, позволяющая исследовать изменения плотности в слоях по латерали. Построены плотностные модели однослойной, двухслойной и многослойной литосферы. По ним предполагается широкое развитие сдвигов и надвигов и установлены зоны инверсий плотности по всему разрезу земной коры, активный контакт чехла и фундамента Лено-Майской плиты, своеобразное проявление разломов. Глубинная структура щита представляется связанной с субдукцией Монголо-Охотской океанической литосферы под щит и пассивным рифтогенезом в земной коре в мезозое и последующим активным рифтогенезом в мантии, прослеженным с глубины 160 км в основание земной коры.

Ключевые слова: гравитационное моделирование, плотностная модель, литосфера, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

Алдано-Становой щит – крупнейший выступ фундамента Сибирской платформы. В глубинном отношении он изучен слабо, несмотря на достаточно густую сеть гравиметрических и аэрогеофизических съемок среднего и крупного масштабов. Щит с юга на север пересечен единственным сейсмическим профилем МОВЗ Джалинда–Улу, проложенным по Алдано-Якутской магистрали (АЯМ). По этому профилю построены плотностные и магнитные модели земной коры и верхов мантии [3, 4, 13]. На юге щита проходит трансрегиональный субширотный профиль «Базальт», выполненный сотрудниками Центра ГЕОН (А.В. Егоркин) методом многоволновых сейсмических исследований. Профиль пересекает Становой и Олекминский мегаблоки щита, и по нему произведен ряд интерпретаций [7, 21, 23]. Значительно увеличилось количество измерений теплового потока на территории Алдано-Станового щита [8].

В последние десятилетия уделяется большое внимание тектонической расслоенности земной коры, в том числе и Алдано-Станового щита [19, 20]. Продвижению в изучении этого вопроса, помимо необходимости проведения новых глубинных исследований на территории щита, может способствовать

применение методик геофизического моделирования, специализированных на определение изменений характеристик слоев по латерали.

В связи с изложенным, нами построен плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита по профилю Джалинда–Улу (рис. 1а), охватывающий литосферу в целом и верхи астеносферы, с использованием всех имеющихся в нашем распоряжении данных [6, 9, 12]. Для построения плотностного разреза применена методика послойного плотностного моделирования [18], позволяющая аналитически на ЭВМ учесть изменение плотности в слоях по латерали.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

За основу геометрии структурного каркаса земной коры для исходной модели по профилю Джалинда–Улу (рис. 2) взяты опубликованные материалы по результатам МОВЗ [3, 5]. В качестве отправных значений в модели нулевого приближения приняты плотности с учетом результатов ранее выполненного плотностного моделирования этого разреза [3]. Кроме этого, использованы скоростные характеристики и данные плотностного моделирования по профилям ГСЗ «Базальт» [23] и Джалинда–Муна [2], пересекающим профиль Джалинда–Улу на юге и севере, соответственно. Установленное расхождение по величине

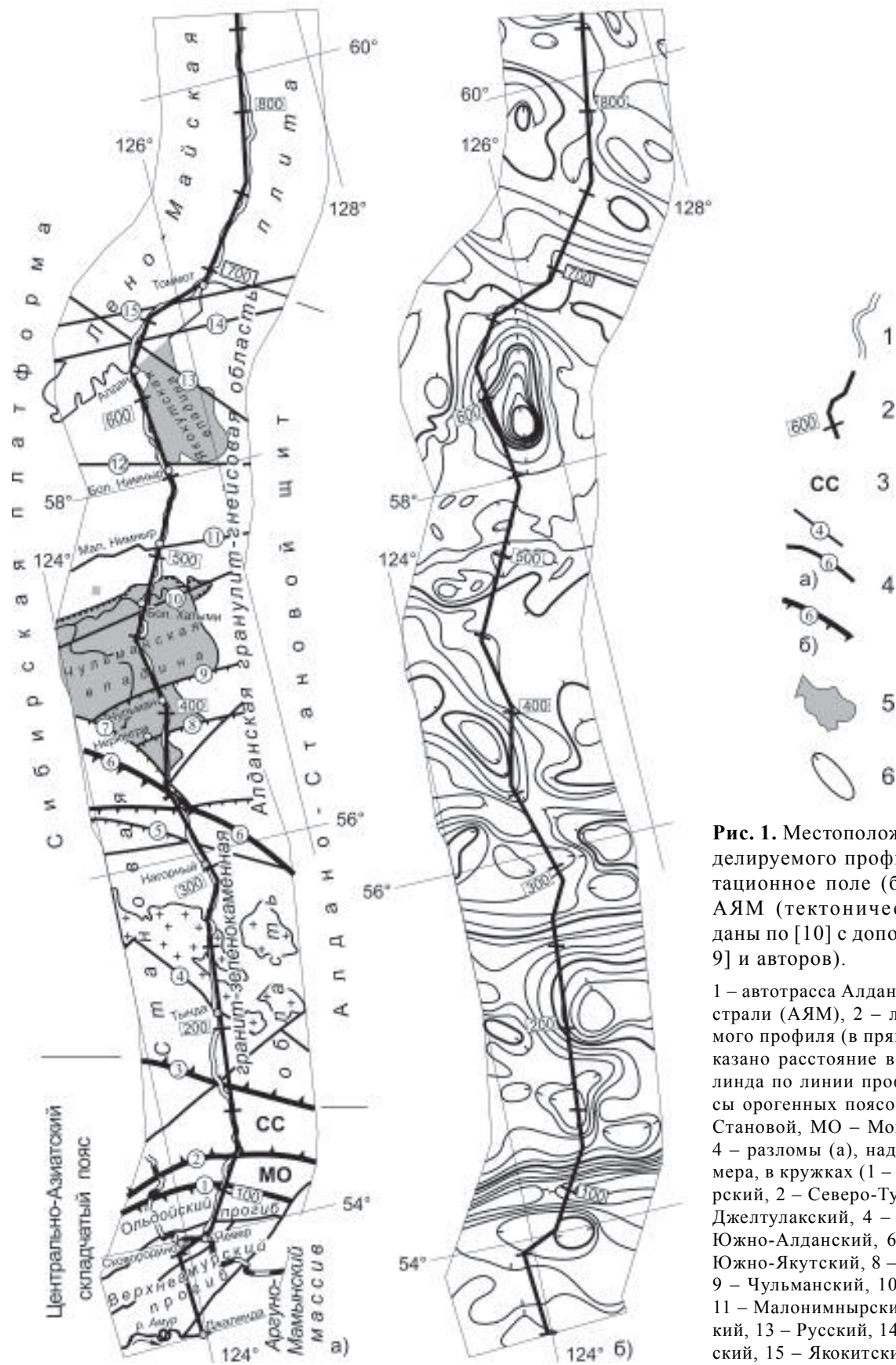


Рис. 1. Местоположение линии моделируемого профиля (а) и гравитационное поле (б) вдоль трассы АЯМ (тектонические элементы даны по [10] с дополнениями по [6, 9] и авторов).

1 – автотрасса Алдано-Якутской магистрали (АЯМ), 2 – линия моделируемого профиля (в прямоугольниках показано расстояние в км от пос. Джалинда по линии профиля), 3 – индексы орогенных поясов (СС – Селенга-Становой, МО – Монголо-Охотский), 4 – разломы (а), надвиги (б) и их номера, в кружках (1 – Южно-Тукурингский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Желтулакский, 4 – Тындинский, 5 – Южно-Алданский, 6 – Становой, 7 – Южно-Якутский, 8 – Нерюнгринский, 9 – Чульманский, 10 – Хатыминский, 11 – Малонимнырский, 12 – Нимнырский, 13 – Русский, 14 – Северо-Алданский, 15 – Якокитский), 5 – впадины, 6 – изолинии поля силы тяжести.

не мощности земной коры между данными МОВЗ и ГСЗ на обоих пересечениях, составляющее в среднем около 4 км, устранено увеличением ее примерно на такую же величину. Практически это осуществлено путем присоединения к подошве земной коры, выделяемой МОВЗ, тонкого нижележащего слоя. Глубина и рельеф подошвы литосферы приняты в соответствии с картой мощности литосферы [14], уточненной по новым опубликованным данным измерения теплового потока, полученным М.Н. Железняком [8]. Первоначально в основу вычислений задана плотность литосферной мантии, равная $3,34 \text{ г/см}^3$, и плотность подстилающей ее среды, астеносферы, – $3,25 \text{ г/см}^3$. При вычислениях обнаружилось значительное отклонение расчетных величин от заданных. Уточнение этих величин осуществлено по результатам плотностного послойного моделирования, выполненного ранее по серии геотрансектов на юге Дальнего Востока и Северо-Востоке Китая [15], в том числе и профиля “Базалы” [23]. В результате, за исходные величины плотности приняты $3,28 \text{ г/см}^3$ для литосферной мантии и $3,25 \text{ г/см}^3$ для астеносферы.

В модели земной коры выделено и охарактеризовано плотностями восемь слоев. Слои не выдержаны по мощности, и рельеф их нижних кромок часто имеет резкие перегибы. Четвертый и шестой слои выклиниваются: четвертый размещается в структуре коры Лено-Майской плиты в северной части разреза, а шестой расположен в южной его половине и прерывается под северной окраиной Чульманской впадины. Седьмой слой коры имеет разрыв в области Станового разлома.

На модельном разрезе нулевого приближения явно выделяются вертикальные плотностные контакты, которые можно рассматривать как границы крупных блоков в земной коре: район Южно-Тукурингского и Северо-Тукурингского разломов и под Чульманской впадиной. Совпадение с этими контактами резких форм рельефа субгоризонтальных границ слоев свидетельствует, что они могут быть интерпретированы и как тектонические нарушения. Отмечаются и наклонные границы. Совмещение вершин наклонных границ с известными крупными тектоническими нарушениями позволяет рассматривать их как отражение разрывной тектоники в структуре земной коры и ассоциирующих с ней движений. Мощность земной коры Верхнеамурского прогиба равна почти 40 км. В районе Ольдойского прогиба она увеличивается к Южно-Тукурингскому разлому до 47 км. Далее, к северу, она мало меняется почти до пересечения профиля с рекой Алдан, после чего моно-

тонно возрастает и в районе Лено-Майской плиты достигает 50 км. Учитывая сложный характер морфологии рельефа поверхности подошвы литосферы, для профильного (двухмерного) моделирования приняты усредненные значения ее глубин, которые взяты по осевой линии и на расстоянии 100 км по обе стороны от нее. Усредненные глубины подошвы литосферы (кровли астеносферы) меняются плавно, но в большом диапазоне. С юга на север подошва литосферы воздымается от 145 км под Верхнеамурским прогибом до 90 км под Монголо-Охотским и Селенга-Становым орогенными поясами. Затем она погружается под северную часть Становой гранит-зеленокаменной области до 138 км и вновь поднимается до 110 км под Чульманской впадиной. Далее к северу глубина подошвы литосферы медленно увеличивается до 145 км. В результате, мощность литосферной мантии изменяется по латерали почти в два раза: от 100–105 км до 45–60 км.

Исследуемый профиль южным своим окончанием расположен в Центрально-Азиатском складчатом поясе (рис. 1а и 2), непосредственно в пределах Аргуно-Мамынского докембрийского массива, перекрытого отложениями Верхнеамурского мезозойского и Ольдойского позднепалеозойского прогибов. К северу он пересекает узкую полосу мезозоид Монголо-Охотского орогенного пояса между Аргуно-Мамыньским массивом и образованиями Селенга-Станового пояса каледонской складчатости. Эти тектонические элементы разделены зонами крупных разломов: Южно-Тукурингского, Северо-Тукурингского и Джелтулакского. Джелтулакский разлом ограничивает с юго-запада Алдан-Становой щит Сибирской платформы. Южная часть щита представлена Становой гранит-зеленокаменной областью (Становой мегаблок), а северная – Алданской гранулит-гнейсовой (Алданский мегаблок) [10]. Эти мегаблоки разделены Становым глубинным разломом, который в зоне его пересечения с профилем сочленяется с Южно-Якутским. Последний ограничивает с юга Чульманскую впадину, входящую в полосу мезозойских Южно-Якутских впадин. Профиль пересекает Чульманскую впадину по восточной ее окраине и проходит вдоль западного ограничения Якокутской впадины, фиксируемой в поле силы тяжести интенсивным минимумом. За пределами профиля, к востоку от него, остаются два крупных рудных района – основная часть Центрально-Алданского золоторудного и Эльконского урановорудного, что создает на этом участке значительную помеху в истолковании результатов моделирования. Северным своим окончанием моделируемый профиль выходит на че-

хол Сибирской платформы – Лено-Майскую (или Алданскую) плиту [10, 22].

Сейсмические исследования выполнены вдоль АЯМ, и поэтому моделируемый профиль в плане представляет собой ломаную линию (рис. 1а). Аномалии силы тяжести для моделирования сняты с карты гравитационного поля масштаба 1: 2 500 000 по прямым отрезкам этой ломаной линии вдоль трассы (рис. 1б). Как физическое явление, сила тяжести обладает объемным характером – на каждую точку наблюдения оказывают влияние удаленные неоднородности и неровности форм рельефа как на поверхности, так и внутри земной коры и литосферы в целом. Для учета трехмерности и сглаживания неоднородностей гравитационного поля и разнонаправленности пересекаемых аномалий вдоль основного профиля, по обе стороны от него на расстоянии 50 км, дополнительно сняты значения аномалий силы тяжести. В качестве модельных использованы усредненные величины гравитационных аномалий.

Поле силы тяжести вдоль моделируемого профиля сильно дифференцировано (рис. 1б, 2). В пределах разреза аномальные его значения отрицательные. Профиль пересекает широкий Алдано-Становой гравитационный минимум, рассматриваемый как аномалия первого порядка. Экстремальная часть минимума морфологически представляет собой почти горизонтальную зону шириной около 180 км, на фоне которой отмечаются локальные аномалии высокого порядка с амплитудой около ± 5 мГл. Эта аномалия названа нами Тынды-Хатыминской, поскольку на существующих схемах районирования гравитационного поля Алдано-Станового щита [19–21] в таких границах она не выделена. Аномалия охватывает область сочленения Станового и Алданского (Чульманскую впадину) мегаблоков и серию крупных разломов на их стыке. Южный борт Алдано-Станового минимума осложнен локальными гравитационными аномалиями второго порядка разной интенсивности и знака, которые, сменяя друг друга, уменьшаются по амплитуде в южном направлении. Так, над южной частью Станового мегаблока амплитуда локальной аномалии составляет около +28 мГл, на его границе с Селенга-Становым орогенным поясом – -23 мГл, над Монголо-Охотским орогенным поясом и Ольдойским прогибом – +17 мГл и около -10 мГл над гранич-

ной зоной между Ольдойским и Верхнеамурским прогибами. Поле силы тяжести в северном направлении изменяется более плавно, чем в южном. Здесь можно отметить локальное аномальное увеличение гравитационного поля, примерно на 10 мГл, над центральной частью Алданского мегаблока, между Хатыминским и Нимнырским разломами. Локальное понижение гравитационного поля на линии профиля между Нимнырским и Якокитским разломами (пос. Большой Нимныр – г. Томмот) возможно связано с влиянием интенсивного минимума силы тяжести над Якокитской впадиной.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Послойное плотностное моделирование основано на поэтапном решении прямых и обратных задач гравиметрии при неизменности принятого геометрического каркаса модели в процессе всего цикла вычислений [18]. Особенностью этой методики является ее направленность на нахождение латерального изменения плотности в слоистой среде. Определение эффективной плотности осуществляется в несколько этапов. На первом этапе вычисляется гравитационный эффект от заданной плотностной модели (модели нулевого приближения). Затем, при помощи осреднения, как варианта способа пересчета на высоту, выделяется гравитационное влияние n -го слоя из измеренных и вычисленных аномалий. Далее, по разности выделенных эффектов оценивается степень приближения плотности, принятой для этого слоя, к реальной. В качестве оценки принята единичная абсолютная максимальная разность между измеренными аномалиями и гравитационным эффектом, вычисленным от модели и приведенным к среднему уровню измеренных аномалий. Если оценка окажется неудовлетворительной, то по разностной аномалии вычисляется поправка к плотности. Как правило, для достижения удовлетворительного результата вторую и третью операции с исправленной в данном слое плотностью на величину полученной поправки требуется повторить несколько раз. Исправленная таким образом плотность n -го слоя вводится в исходную модель и в дальнейшем принимается как приближенная к реальной с достаточной степенью достоверности и изменению не подлежит. Затем все описанные действия повторяются относительно очередного

Рис. 2. Модель нулевого приближения распределения плотности в литосфере по профилю Джалинда–Улу. 1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект от модели нулевого приближения, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы (кровля астеносферы), 5 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 6 – заданные значения плотности, в г/см³.

слоя. Так, слой за слоем, последовательным вытеснением заданных значений плотности вычисленными, через ряд промежуточных моделей, исходная модель трансформируется в результативную, или в модель с подобранным распределением плотности. Ограничений на величину вычисленной поправки не налагается. Горизонтальная мощность (ширина) выделяемых плотностных неоднородностей регулируется соответствующим параметром. Она должна быть соразмерна или больше средней глубины кровли конкретного слоя, обрабатываемого в данный момент, но не меньше шага вычислений (интерполяции).

ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Гравитационный эффект от модели нулевого приближения достаточно хорошо подчеркивает основные особенности аномалий силы тяжести вдоль профиля (рис. 2) и характеризуется большими амплитудами изменений. Это говорит о том, что принципиально заданные плотности создают суммарный гравитационный эффект, конформный реальному, и не вызывают недоверия к ним.

Моделирование литосферы по профилю Джалинда–Улу выполнено в трех вариантах: литосфера как однослойная структура; литосфера как двухслойная структура – земная кора и литосферная мантия; литосфера с сейсмической расслоенностью земной коры. Во всех случаях в качестве подстилающей среды литосферы принимается нижележащий слой мантии с бесконечным простираем на глубину, называемый нами астеносферой.

Ниже приводится краткое описание особенностей распределения вычисленной эффективной плотности.

Астеносфера (рис. 3). Вычисленная средняя плотность астеносферы равна $3,247 \text{ г/см}^3$. В границах профиля она изменяется в пределах $0,035 \text{ г/см}^3$. В средней части, между Тындинским и Якокитским разломами, плотность астеносферы относительно средних ее значений понижена. Минимальная ее плотность, равная $3,226 \text{ г/см}^3$, установлена между Нерюнгринским и Малонимнырским разломами в области Тынды–Хатыминского экстремума Алдано-Станового минимума, в северной краевой его части. По отношению к окружающей среде плотностной

минимум выделяется плотностными ступеньками почти в половину максимальной амплитуды – $0,015$ и $0,017 \text{ г/см}^3$. Под Верхнеамурским прогибом астеносфера обладает высокой плотностью ($3,256 \text{ г/см}^3$), а максимальные ее значения установлены под Лено-Майской плитой ($3,261 \text{ г/см}^3$). Можно также отметить, что возрастание плотности астеносферы в южном направлении происходит относительно медленнее, чем к северу, где этот процесс осуществляется скачкообразным увеличением на $0,020 \text{ г/см}^3$.

Литосфера. *Однослойная литосфера* (рис. 3). Вычисленная эффективная средняя плотность литосферы равна $3,121 \text{ г/см}^3$. Размах изменений плотности здесь выше, чем в астеносфере, почти в два раза – $0,064 \text{ г/см}^3$, (от $3,083$ до $3,157 \text{ г/см}^3$). В средней части профиля, между Северо-Тукурингским и Нимнырским разломами, плотность литосферы понижена. Пониженной плотностью ($3,101$ – $3,105 \text{ г/см}^3$), характеризуется также литосфера на отрезке профиля от Джелтулакского разлома до Малонимнырского, включая Чульманскую впадину. Минимальной плотностью обладает литосфера северной части Чульманской впадины ($3,083 \text{ г/см}^3$) и ее северного обрамления ($3,095 \text{ г/см}^3$). В поле силы тяжести минимум плотности приходится на северную окраину Тынды–Хатыминского минимума. Он совмещается по вертикали с зоной минимальной плотности в астеносфере. Плотность литосферы увеличивается от Чульманской впадины к северу и в районе Якокитского разлома скачкообразно возрастает на $0,03 \text{ г/см}^3$.

Литосфера Лено-Майской плиты характеризуется самой высокой плотностью – $3,146$ – $3,157 \text{ г/см}^3$. Блок высокоплотной литосферы совпадает с областью максимальной плотности в астеносфере. В гравитационном поле им соответствуют и наиболее высокие его значения. Повышенная плотность литосферы ($3,138 \text{ г/см}^3$) установлена также в южной части профиля, в районе Верхнеамурского мезозойского прогиба. Все выделенные области пониженной и повышенной плотности разделяются плотностными ступенями ($0,014$ – $0,028 \text{ г/см}^3$). При этом их интенсивность возрастает вдоль разреза с юга на север.

Двухслойная литосфера (рис. 4). **Литосферная мантия.** Пониженная плотность литосферной мантии в центре профиля совпадает с поднятием кровли

Рис. 3. Распределение плотности в однослойной литосфере и в астеносфере по профилю Джалинда-Улу, по результатам моделирования: а) плотностной разрез, б) диаграммы распределения плотности.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – подошва литосферы (кровля астеносферы), 4 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 5 – вычисленные значения плотности, в г/см^3 , 6 – диаграммы распределения плотности, 7 – среднее значение плотности литосферы (астеносферы), в г/см^3 .

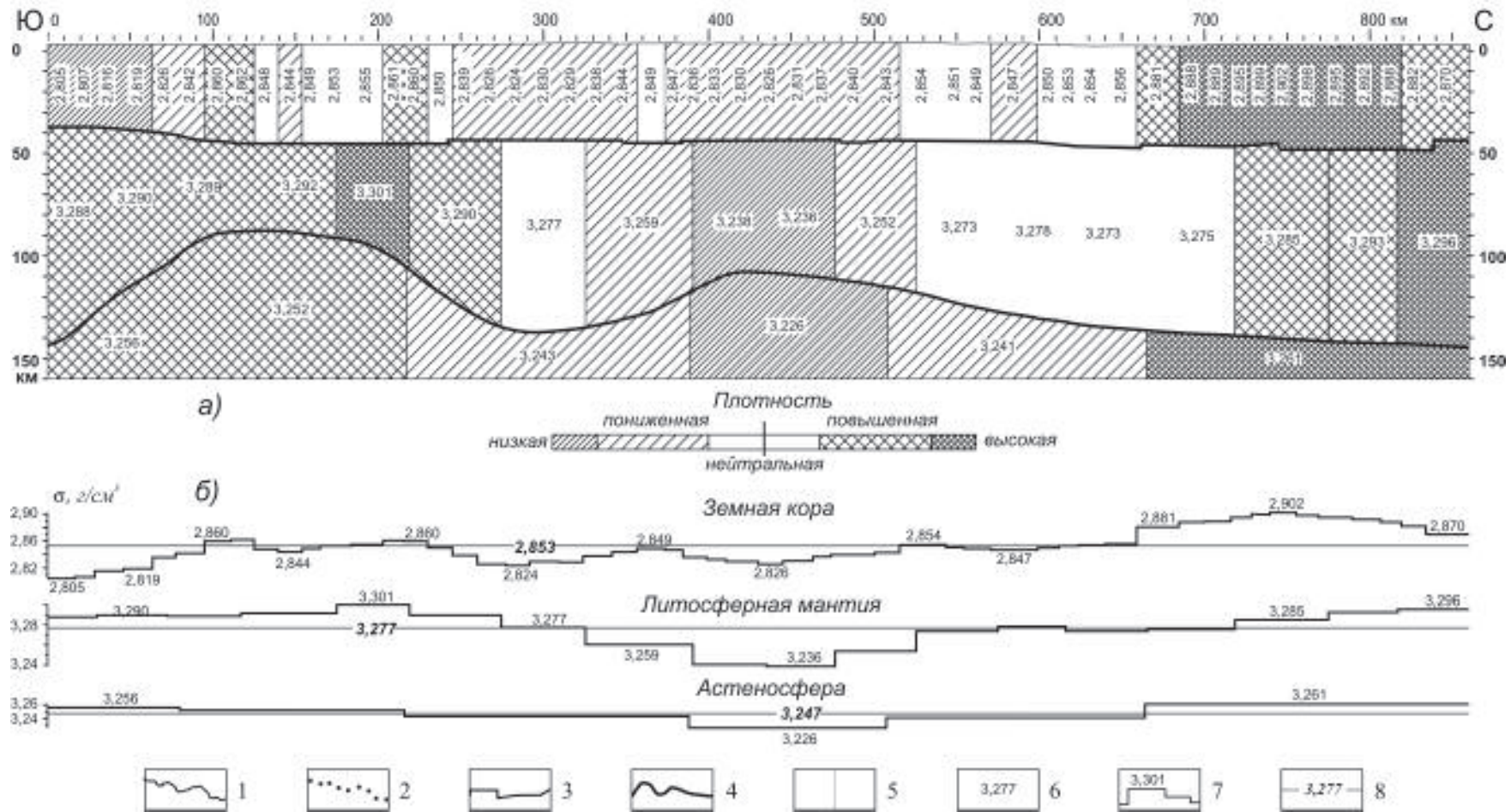


Рис. 4. Распределение плотности в двухслойной литосфере (земная кора и литосферная мантия) по профилю Джалинда-Улу, по результатам моделирования: а) плотностной разрез, б) диаграммы распределения плотности, в) аномальные гравитационные эффекты, (пояснения в тексте).

1 — измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 — вычисленный гравитационный эффект, 3 — подошва земной коры, 4 — подошва литосферы, 5 — вертикальные границы плотностей неоднородностей, 6 — вычисленные значения плотности, в г/см³, 7 — диаграммы распределения плотности, 8 — среднее значение плотности литосферы (астеносферы), в г/см³.

астеносферы и понижением ее плотности. На дневной поверхности этой аномалии соответствуют Чульманская впадина и прилегающие к ней структуры Станового и Алданского мегаблоков, (от Южно-Алданского до Малонимнырского разломов). Минимальная плотность литосферной мантии ($3,236\text{--}3,238\text{ г/см}^3$) отвечает непосредственно Чульманской впадине со смещением к ее северному ограничению. Между Малонимнырским и Якокитским разломами плотность литосферной мантии близка к ее средним значениям – $3,273\text{--}3,278\text{ г/см}^3$. Наибольшие же значения установлены под Лено-Майской плитой (до $3,296\text{ г/см}^3$) и в южном секторе между Тындинским и Джелтулакским разломами (до $3,301\text{ г/см}^3$). Все перечисленные плотностные неоднородности четко выделяются по латерали с контрастом около $0,02\text{ г/см}^3$.

Земная кора (рис. 4). Вычисленная средняя плотность земной коры равна $2,853\text{ г/см}^3$. Изменения ее происходят, в диапазоне около $0,1\text{ г/см}^3$. Максимальный контраст между смежными плотностными неоднородностями, равный $0,025\text{ г/см}^3$, установлен на южной окраине Лено-Майской плиты и пространственно совпадает с пересечением профилем субширотных Якокитского, Северо-Алданского разломов и Русского разлома северо-западного простирания. Еще два скачка величин плотности в $0,016$ и $0,018\text{ г/см}^3$ отмечаются в южной части плотностного разреза на границе Верхнеамурского прогиба с Ольдойским и Ольдойского прогиба с Монголо-Охотским орогенным поясом (Южно-Тукурингрский разлом), соответственно. Контрасты между другими неоднородными по плотности блоками земной коры не превышают $0,014\text{ г/см}^3$. В то же время характер изменения плотности земной коры к югу и северу от Малонимнырского разлома разный. В южной половине профиля наблюдается волновое (синусоидальное) изменение плотности, отвечающее локальным аномалиям гравитационной кривой с максимумами плотности в Монголо-Охотском поясе, в районе Тындинского и Станового разломов. В северной части профиля плотность коры близка к средним значениям до Якокитского разлома, а за разломом к северу резко возрастает до наибольших.

В целом, по плотности земная кора делится на три части: высокой, низкой и переменной плотности. Высокой плотностью характеризуется кора Лено-Майской плиты. Здесь ее плотность изменяется от $2,881$ до $2,902\text{ г/см}^3$. Этот блок земной коры отделяется от остальной части разреза плотностной модели и самым большим скачком плотности ($0,025\text{ г/см}^3$). Уменьшение плотности до самого низко-

го ее значения ($2,805\text{ г/см}^3$) фиксируется в южной части разреза, в коре Верхнеамурского прогиба. Кора Алдано-Станового щита характеризуется переменной плотностью от $2,824$ до $2,862\text{ г/см}^3$. Пониженной плотностью здесь обладает кора Чульманской впадины и северной части Станового мегаблока ($2,824\text{--}2,826\text{ г/см}^3$).

Отмечается хорошая корреляция по знаку латеральных изменений плотности земной коры с локальными аномалиями поля силы тяжести. Наиболее выразительные из них: положительная аномалия в районе г. Тынды и Тындинского разлома, отрицательная – над Селенга-Становым орогенным поясом, положительная – над Монголо-Охотским орогенным поясом и Ольдойским прогибом, положительная аномалия в пределах всего Лено-Майского блока земной коры. Наглядно проявляется соответствие вариациям гравитационного поля изменения плотности в коре над Алданским мегаблоком между Чульманской впадиной и Северо-Алданским разломом. Однако, как отдельные плотностные аномалии, так и дефицит плотности земной коры в целом сами по себе не могут вызвать наблюдаемое понижение поля силы тяжести, создающее Алдано-Становой минимум. В окружении достаточно однородной плотностной среды дефицит или избыток плотности, обнаруживаемый в том или ином объекте, является источником и причиной соответствующего аномального гравитационного эффекта. Если это условие не выполняется, то он оказывается всего лишь составляющей суммы плотностных неоднородностей, обуславливающих общий гравитационный эффект, и сам во внешней среде явно может не проявиться или обнаружиться в искаженном виде. Так, экстремальной области Алдано-Станового гравитационного минимума, охватывающей территорию между Южно-Алданским и Нимнырским разломами, отвечает максимум гравитационного эффекта от толщи коры (рис. 4в, кривая с индексом 2), тогда как сама земная кора характеризуется здесь двумя обширными неоднородностями пониженной плотности, примерно на $0,075\text{ г/см}^3$ относительно средних значений. Амплитуда этого максимума около 50 мГд , и его эпицентр смещен по отношению к Алдано-Становому минимуму к северу и совпадает с зоной максимального дефицита плотности, транслируемой из астеносферы через литосферную мантию в низы земной коры. В то же время, в южной части профиля проявляется конформность изменений вычисленного гравитационного эффекта измеренным плотностным аномалиям (район Тындинского разлома, Селенга-Становой и Монголо-Охотский орогенные пояса и Ольдойский прогиб).

Вероятной причиной положительного гравитационного эффекта от толщи земной коры является аномальный дефицит плотности в литосферной мантии, способствующий уменьшению контраста плотности на поверхности Мохо (подошве коры). Аномальный эффект от литосферной мантии (рис. 4в, кривая с индексом 1) выражен, здесь, минимумом интенсивностью около 60 мГл. Следует ожидать, что амплитуда этой аномалии, в свою очередь, ослаблена дефицитом плотности в подстилающей среде (в астеносфере), также в результате уменьшения контраста плотности на подошве литосферы.

Такое рассуждение сильно упрощенное, поскольку не учитываются глубина и рельеф контактов и боковое влияние плотностных неоднородностей в расчетной точке, которые вносят в аномалию свой вклад разной степени. В случае полной гравитационной компенсации плотностных неоднородностей земной коры неоднородностями литосферной мантии, их гравитационные эффекты должны достаточно близко соответствовать зеркальному отражению одного в другом. В нашем случае, такое отражение (рис. 4в, кривая с индексом 3) искажено. Это говорит о нескомпенсированности коровых масс литосферной мантией, отражением чего может служить повышенная сейсмичность Алдано-Станового щита и повышенный тепловой поток.

В границах исследуемого плотностного разреза, в рамках заданной геометрии модели и вычисленных значений плотности область между графиками кривых 3 и 2 (рис. 4в, индекс 4), включающая, по простиранию, Центрально-Азиатский складчатый пояс и Алдано-Становой щит Сибирской платформы, соответствует зоне избыточного дефицита плотности литосферной мантии по отношению к земной коре. По вертикальной мощности выделенной области (по ее ширине) можно оценить максимальную гравитационную нескомпенсированность – она не превышает 55 мГл. Массы, компенсирующие неуравновешенность литосферы, расположены на более глубоких горизонтах тектоносферы и должны создавать гравитационный эффект противоположного знака. Предполагается, что таким фактором может быть область разуплотнения. Поскольку с глубиной контраст между плотностными неоднородностями сглаживается, то нужно ожидать, что эта область имеет большое распространение на глубину и возможно связана с локальным разогревом мантийного вещества.

Многослойная литосфера (рис. 5). *Земная кора.*

Нижний (восьмой) слой земной коры. Средняя плотность слоя $3,058 \text{ г/см}^3$. Изменяется она в пределах, приблизительно, $0,22 \text{ г/см}^3$, от ($2,923$ до

$3,148 \text{ г/см}^3$). По характеру распределения плотности, нижний слой коры делится в области Станового разлома на две части. Обе они обладают одинаковой закономерностью – увеличением плотности в направлении с юга на север. В южной его части, от Верхнеамурского прогиба до Станового разлома, плотность возрастает от $3,055$ до $3,148 \text{ г/см}^3$. В северной части – Алданский мегаблок и Лено-Майская плита – от $2,923$ до $3,106 \text{ г/см}^3$. Скачок плотности между этими частями нижнего слоя коры максимален и равен ($0,22 \text{ г/см}^3$). Под Алданской гранулит-гнейсовой областью между Становым и Якоцитским разломами нижний слой коры обладает пониженной плотностью. Самые низкие ее значения в этом слое ($2,923$ – $2,955 \text{ г/см}^3$) находятся под южной частью Алданского мегаблока (Чульманская впадина), между Становым и Хатыминским разломами. Блок низкой плотности совпадает пространственно с областью минимальной плотности в литосферной мантии и астеносфере. Под Лено-Майской плитой плотность слоя повышенная – $3,106 \text{ г/см}^3$. Самая высокая плотность нижнего слоя коры ($3,148 \text{ г/см}^3$) отвечает Становому мегаблоку.

Седьмой слой. По своим плотностным характеристикам он похож на нижний (базальный) слой. Здесь наблюдается та же тенденция нарастания плотности в северном направлении в южной и северной половинах профиля. Отличие заключается в том, что севернее Станового разлома помимо скачка плотности (ее резкое понижение) на отрезке между Нерюнтинским и Чульманским разломами установлен разрыв слоя шириной около 50 км, заполненный породами с плотностью, характерной для вышележащего шестого слоя. Блоки повышенной плотности соответствуют, как и в нижнем слое, Становой гранит-зеленокаменной области ($3,00 \text{ г/см}^3$) и Лено-Майской плите ($2,96 \text{ г/см}^3$). В пределах Лено-Майской плиты увеличение плотности происходит скачком, но, в отличие от ниже- и вышележащих слоев, это изменение происходит севернее Якоцитского разлома.

Шестой слой. Слой протягивается от южного края профиля до Хатыминского разлома, где он резко обрывается. Под Чульманской впадиной плотность горных пород слоя, в отличие от нижних слоев земной коры, повышенная – до $2,92 \text{ г/см}^3$ – на фоне $2,86 \text{ г/см}^3$ (инверсия плотности в седьмом слое).

Пятый слой. Слой прослежен непрерывно по всему профилю. Плотностная структура слоя плавная, волновая – понижения плотности относительно среднего уровня в слое чередуются с повышениями. Понижение плотности на юге профиля составляет

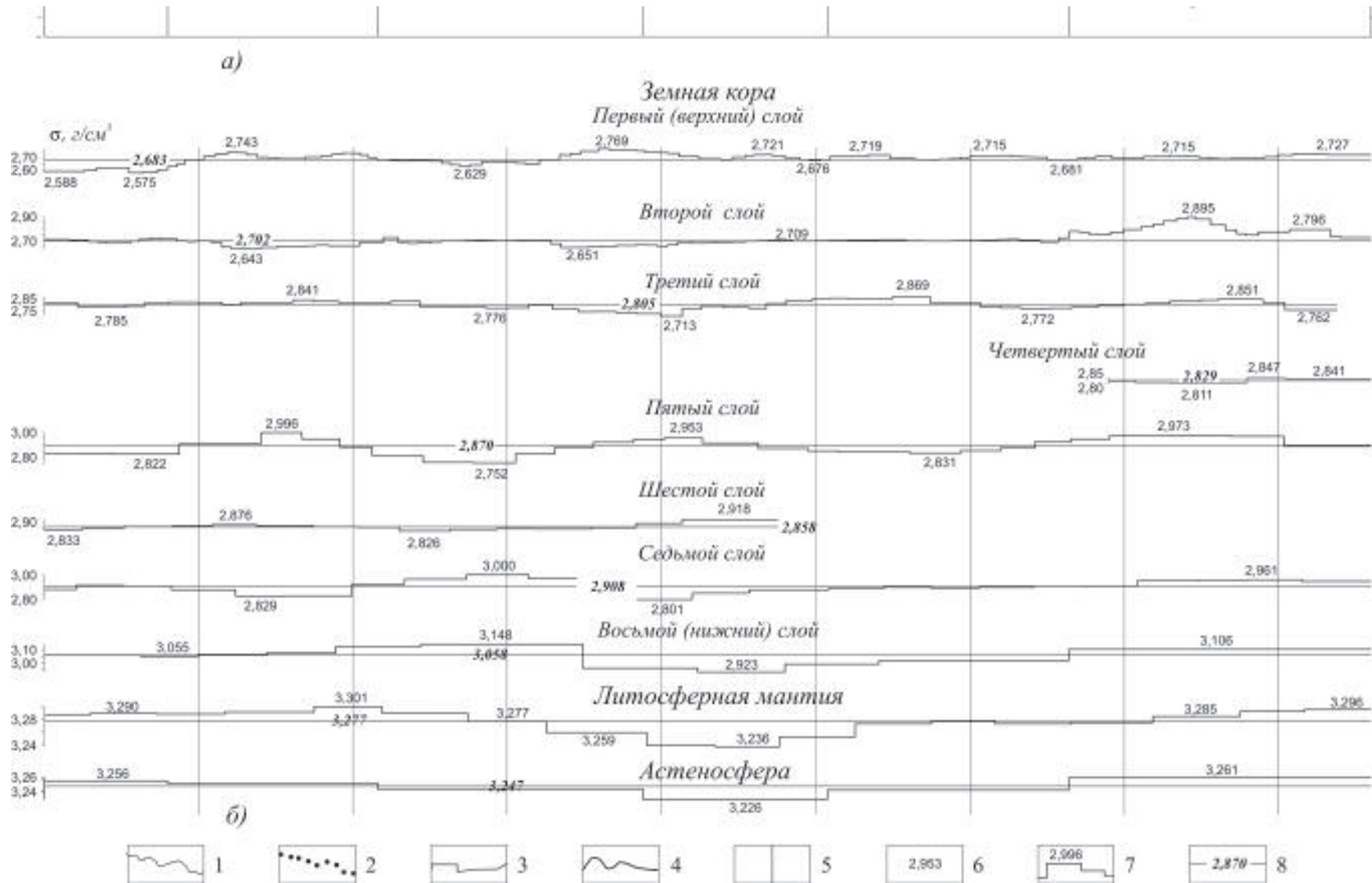


Рис. 5. Распределение плотности в литосфере по профилю Джалинда-Улу, по результатам моделирования: а) плотностной разрез, б) диаграммы распределения плотности.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы, 5 – вертикальные границы плотностных неоднородностей, 6 – вычисленные значения плотности, в г/см^3 , 7 – диаграммы распределения плотности, 8 – среднее значение плотности в слое, в г/см^3 .

2,82 г/см³ на среднем уровне в 2,90 г/см³ под Верхнеамурским и Ольдойским прогибами. Под Монголо-Охотским и Селенга-Становым орогенными поясами и южной частью Станового мегаблока до Тындинского разлома плотность слоя возрастает приблизительно до 3,00 г/см³. Максимальное понижение ее наблюдается в Становом мегаблоке между Тындинским и Южно-Алданским разломами (2,75 г/см³). Затем происходит повышение плотности до 2,95 г/см³ под Чульманской впадиной. Небольшое понижение плотности установлено в районе Нимнырского разлома, а повышение – под Лено-Майской плитой (2,97 г/см³).

Четвертый слой. Это короткий, но довольно мощный слой (10–25 км) в средней части земной коры, расположенный целиком под Лено-Майской плитой. Он характеризуется небольшими изменениями плотности – от 2,81 до 2,85 г/см³, при среднем ее значении 2,83 г/см³.

Третий слой. Слой непрерывен по всему профилю и относительно слабо дифференцирован по плотности, которая изменяется здесь в пределах 0,15 г/см³. Под Чульманской впадиной фиксируется самое низкое значение плотности, 2,713 г/см³, с падением подошвы слоя на север. Небольшие повышения плотности наблюдаются в районе Нимнырского разлома с нарастанием ее значений в северном направлении до 2,87 г/см³ и под Лено-Майской плитой (2,85 г/см³) такого же характера.

Второй слой протягивается по всему профилю. Небольшие аномалии пониженной плотности отмечаются в районе Селенга-Станового орогенного пояса и под Чульманской впадиной (2,64 на фоне 2,70 г/см³). Падение подошвы слоев на этих участках профиля – южное, т.е. для Чульманской впадины обратное падению предыдущего слоя. Самая интенсивная аномалия в этом слое (2,895 на фоне 2,70 г/см³) установлена под Лено-Майской плитой в районе р. Амги.

Первый слой. Самый верхний слой имеет мощность 5–6 км и прослеживается непрерывно. Следует отметить понижение плотности слоя в Верхнеамурском и Ольдойском прогибах и повышение в краевых частях Чульманской впадины – на юге 2,77 на фоне 2,70 г/см³, на севере 2,72 г/см³.

Сопоставление распределения плотности в слоях земной коры и по всему разрезу в целом позволяет отметить следующие особенности (рис. 5а, 5б, 6):

– ряд плотностных неоднородностей носят сквозной характер, позволяющий проследить их на всю глубину разреза, в земной коре и верхней мантии (Лено-Майская плита), для других наблюдается смена “знака” по разрезу – инверсия (Чульманская впадина): понижение плотности в нижней (8 и 7 слою) коре и верхней мантии, повышение в средней (6 и 5 слою) коре, понижение в верхней (2 слою);

– часто отмечается смещение положения плотностных неоднородностей в слоях земной коры относительно гравитационных аномалий;

– резкая смена уровня плотности в слоях земной коры по простиранию происходит на глубинных разломах;

– установлены инверсии плотности в слоях земной коры практически по всему разрезу, кроме базального слоя (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенное описание плотностных разрезов литосферы по профилю Джалинда–Улу, пересекающему Алдано-Становой щит, и сами разрезы свидетельствуют о большой информативности выполненных построений, несмотря на недостатки глубинной изученности региона. Анализ этих результатов позволяет отметить ряд ранее неизвестных закономерностей в глубинной структуре щита, указывающих на его сложную геодинамическую эволюцию.

Высокая сейсмическая расслоенность земной коры разреза сопровождается резкой дифференциацией плотностного разреза коры как по ивертикали, так и по простиранию. При этом границы плотностных неоднородностей в слоях часто не совпадают с границами наблюдаемых гравитационных аномалий, что может быть связано с развитием сдвигов.

Другая особенность многослойного разреза земной коры – это наличие зон инверсий плотности (рис. 6). Эта закономерность может быть объяснена широкомасштабным распространением надвигов по всему разрезу. Часть приповерхностных надвигов подтверждена геологическими исследованиями, в том числе и бурением (Южно-Якутский надвиг). Особенно насыщены инверсиями плотности кровли второго, пятого и шестого слоев земной коры. Они расположены в геологической структуре южного ограничения щита, района Чульманской впадины,

Рис. 6. Плотностной разрез литосферы и инверсии плотности в земной коре по профилю Джалинда–Улу, по результатам моделирования.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы, 5 – инверсии плотности в земной коре.

участка, ограниченного Хатыминским и Нимнырским разломами, южной окраины Лено-Майской плиты.

Мезозойские гранитоиды, развитые на юге Станового мегаблока, не находят отражения как в плотностном разрезе земной коры, так и в аномалиях гравитационного поля. Эта особенность, по-видимому, вызвана преобладанием пластовой формы их залегания. Наряду с этим, в нижнем слое коры Станового мегаблока установлена плотность, превышающая $3,0 \text{ г/см}^3$. Такие аномалии плотности, соответствующие высокоскоростным участкам в базальном слое земной коры, фиксируются на сейсмическом профиле “Базальт” [7, 23]. Тектоническую природу этих аномалий можно трактовать как андеплейтинг, но не обязательно докембрийский.

Отмечается широкое развитие в земной коре наклонных границ, ассоциирующих с разломами. Они распространены преимущественно в краевых блоках Алдано-Станового щита, причем в Становом мегаблоке распространены разломы с падением на юг и на север [1], а на севере щита – преимущественно на север. По характеру изменения плотности в слоях выделяются разломы сжатия (нарастание плотности встречное) и разломы растяжения (нарастание плотности, обратное встречному). Разломы сжатия фиксируются полосовыми максимумами плотности, разломы растяжения – минимумами (рис. 7).

Отражение известных глубинных разломов в плотностных разрезах литосферы разное и не всегда достаточно четкое. Чаще они фиксируются совокупностью признаков. Их ориентировка и положение показаны на рис. 1 и на глубинных плотностных разрезах. Следует отметить, что наряду с такими известными разломами, как Южно- и Северо-Тукурингский, Джелтулакский, Становой, имеется большая группа разломов, которые приводятся у разных авторов под разными названиями. Кроме того, некоторые разломы нанесены на карты безымянными, а некоторые выделены по устойчивым плотностным аномалиям (Малонимнырский). Следует отметить, что на профиле отмечаются узлы пересечения разломов разной ориентировки (Станового и Южно-Якутского, Северо-Алданского и Русского и т.д.).

Южно- и Северо-Тукурингский разломы отмечаются наклонными внутрикоровыми плотностными аномалиями, падающими на юг. Наблюдается совмещение зон сжатия и растяжения. Джелтулакский разлом совместно с Тындинским фиксируются широкой зоной растяжения транскоровой протяженности, полого падающей на север. К Тындинскому разлому в нижней и средней коре подходит зона сжатия с падением на юг. Очень сложная плотностная картина наблюдается в зоне Станового разлома. В послонном распределении плотности земной коры разлом фиксируется скачком смены плотности, выклиниванием слоев. В мантии – это падающая на юг зона сжатия и субвертикальная граница мощной зоны растяжения под Чульманской впадиной. С другой стороны, на магнитной модели земной коры [3], сейсмическом разрезе [5] и по данным В.А. Абрамова [1], Становой разлом падает на север. Начиная с Нимнырского разлома, на северном продолжении профиля большинство разломов земной коры падают на север и фиксируются преимущественно зонами сжатия или скачка плотности в слоях.

Своеобразно проявление южной окраины Лено-Майской плиты. Чехол платформы отделен от фундамента Алдано-Станового щита извилистой линией, соответствующей северной границе Алдано-Станового регионального гравитационного минимума (рис. 1). В верхней и средней коре южное ограничение плиты отмечается разломами, падающими на север. Начиная с седьмого слоя земной коры и далее на глубину, в литосферной мантии и астеносфере наблюдается пологое падение плотностной границы на юг (рис. 5б). Это согласуется с представлениями М.Г. Леонова [11] об активном взаимодействии чехла и фундамента, в том числе платформ, но причина этого, по-видимому, связана с глубинной геодинамикой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наибольший интерес по результатам проведенных исследований представляет глубинная геодинамическая природа Алдано-Станового регионального минимума силы тяжести. Эпицентр минимума на разрезе совпадает с положением Чульманской впадины. В литосферной мантии и астеносфере это зона

Рис. 7. Выделенные по результатам моделирования зоны тектонических нарушений и зоны сжатия (уплотнения) и растяжения (разуплотнения).

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге, в относительных единицах, 2 – вычисленный гравитационный эффект, 3 – сейсмические границы в земной коре, 4 – подошва литосферы, 5 – предполагаемые зоны растяжения, 6 – предполагаемые зоны сжатия, 7 – направление увеличения плотности, 8 – выделенные зоны нарушений, 9 – предполагаемые зоны срыва.

пониженной плотности и растяжения, прослеженная с глубины 160 км и совпадающая с подъемом кровли астеносферы. Она продолжается вверх по разрезу в нижней коре, в средней сменяется аномалиями повышенной плотности, а в верхней проявлена локальными зонами растяжения-сжатия. При этом мощность коры практически не меняется. Периферия глубинной структуры растяжения представлена локальными наклонными зонами сжатия разной глубинности (от коровой до верхнемантийной), падающими на юге профиля как на юг, так и на север, а на севере – преимущественно на север.

Наряду с характеристиками симметричного строения глубинной плотностной модели Алдано-Станового щита отмечаются признаки асимметрии разреза. Наиболее четко асимметрия проявляется в расположении низкоплотных блоков земной коры относительно высокоплотных в литосферной мантии, смещенных примерно на 50 км к северу. Это может быть связано с субдукцией Монголо-Охотской океанической литосферы под Алдано-Становой щит в мезозое. В пользу этого предположения свидетельствует развитие надсубдукционных позднеюрско-раннемеловых гранитоидов в Становом мегаблоке [17], андеплейтинг высокоплотного нижнего слоя в коре этого мегаблока, наличие глубинных надвигов с севера на юг в средней и нижней коре, а в верхней – в противоположном направлении (надвиги докембрийских толщ на мезозойские осадочные бассейны) (рис. 5). Наряду с признаками субдукции в литосферной мантии щита установлено сложное строение земной коры в зоне сочленения щита и фанерозойских орогенных поясов, связанное с коллизионными процессами (рис. 7). Реакция на эти события проявилась в признаках пассивного рифтогенеза (боковое воздействие на литосферу, близкая к горизонтальной поверхность Мохо, зоны растяжения в верхней коре).

Такие особенности глубинной плотностной модели Алдано-Станового щита могут объясняться сочетанием пассивного рифтогенеза в земной коре, вызванного субдукционно-коллизионными процессами в мезозое с последующим, по-видимому в кайнозое, активным рифтогенезом, наиболее четко проявленным в мантии. Последний способствовал структурной перестройке литосферы, охватившей весь щит. Не исключено влияние на формирование Алдано-Становой глубинной структуры долгоживущего Сибирского суперплюма вследствие возможного перемещения его на восток [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита: Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. 2. 162 с.
2. Бабаян Г.Д., Мокшанцев К.Б., Уаров В.Ф. Земная кора восточной части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 56 с.
3. Борукаев Ч.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Смыслов А.Л., Черкасов Р.Ф. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 36–55.
4. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 143 с.
5. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–142.
6. Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Опыт использования аэрогамма-спектрометрической съемки при металлогеническом районировании юго-восточной части Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, № 6. С. 70–87.
7. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск – мыс Невельского // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 143–151.
8. Железняк М.Н. Внутриземной тепловой поток Алданского щита // Отеч. геология. 2003. № 3. С. 59–63.
9. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
10. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск. ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 7–16.
11. Леонов М.Г., Япаскурт О.В., Ненахов В.М. и др. Своеобразие постседиментационных преобразований платформенного чехла как следствие геодинамики формирования Воронежской антеклизы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 336–340.
12. Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 51–58.
13. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 50 с.
14. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 325–328.
15. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Каплун В.Б. и др. Литосфера Дальнего Востока: деструкция, типы, аномалии // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 2004. С. 176–183.
16. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Мантийные плюмы и формирование земной коры: корреляция с данными сейсмотомографии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. С. 6–11.
17. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

18. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103–108.
19. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 150 с.
20. Стогний В.В., Стогний Г.А. Становой мегаблок Алдано-Станового щита: структура и эволюция // Отеч. геология. 2003. № 3. С. 64–66.
21. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
22. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
23. Density section of the lithosphere on seismic profile Manzhouli – Suifenhe – Zerkal'naya (1) and Olekma – Mys Nevel'skoy (2). Tectonic map of the Central Asian – Pacific belts junction area. Scale 1:1 500 000. Khabarovsk – Shenyang, 2001.

Поступила в редакцию 1 декабря 2004 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

V.Ya. Podgorny, Yu.F. Malyshev

The density section of the lithosphere of the Aldan-Stanovoy shield

The density section of the lithosphere of the Aldan-Stanovoy shield has been studied based on the seismic line Dzhalinda-Ulu along the Aldan-Stanovoy-Yakutia highway which takes into account new data on the deep structure of the shield. The method of layer-by-layer density modeling was applied which makes it possible to see the lateral density changes in the layers. Density models for the one-layer, two-layer and multilayer lithosphere have been constructed. Extensive development of strike-slip faults, thrusts and zones of density inversion along the whole section of the earth's crust has been established, and the active cover-basement contact of the Lena-Maya plate and a peculiar show of faults have been identified. The deep structure of the shield in the central part of the profile is represented by a zone of decreased density and extension down to a depth of over 160 km attended by the rise of the cover and asthenosphere. Its peripheral part is made up of inclined zones of compression dipping south in the southern part of the profile; and they are north-dipping in the northern part. The structure covers the whole Aldan-Stanovoy shield crosswise and is possibly related to not only active rifting but also to the penetration of the long-lived Siberian superplume.

Key words: gravitational modeling, density model, the lithosphere, Aldan-Stanovoy shield.