

*В. Ю. Косыгин, В. И. Исеев*

## ОПТИМАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА ЯПОНИИ — ВОЗВЫШЕННОСТЬ ШАТСКОГО — ИМПЕРАТОРСКИЕ ГОРЫ

В статье рассмотрены вопросы плотностного моделирования вдоль геотраверса на основании решения обратной задачи гравиметрии (устойчивыми методами). Вдоль геотраверса выявлены резкие латеральные и вертикальные неоднородности верхней мантии; установлено повсеместное распространение астеносферного

слоя мощностью от 60 до 120 км; делается вывод об изостатической скомпенсированности основных неоднородностей верхней мантии до глубин 250 км; предполагается, что глубже 250 км мантия Земли становится существенно латерально однородной.

На современной стадии геолого-геофизической изученности Тихого океана признано целесообразным изучать строение земной коры и верхней мантии его дна вдоль глубинных сечений — геотраверсов, на которые выносятся все геолого-геофизические сведения, имеющиеся в интервале  $\pm 100$  км от оси геотраверса. Выбор глубинного сечения дна Тихого океана вдоль профиля Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы (врезка к рис. 1) с целью построения его оптимальной плотностной модели обусловлен следующими основными факторами: 1. Относительно неплохой изученностью сейсмическими методами вдоль полосы геотраверса. 2. Наличием гравиметрической информации. 3. Стыковкой западного края геотраверса (район акваторий Тихого океана, примыкающий к Японии) с восточной частью геотраверса Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Тихий океан [13], что позволило при построении априорной плотностной модели воспользоваться частью информации с этого профиля. Кроме того, совместное рассмотрение этих двух геотраверсов в качестве единого: Сихотэ-Алинь — Императорские горы позволит, как нам представляется, впоследствии составить единую картину структуры верхней мантии вдоль глубинного сечения, пересекающего все основные структуры Северо-Западного сектора Тихого океана.

Перейдем к обоснованию выбора априорной плотностной модели земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

В июне 1966 г. в рамках американо-японской совместной программы были проведены сейсмические исследования методом преломленных волн вдоль двух профилей в районах возвы-

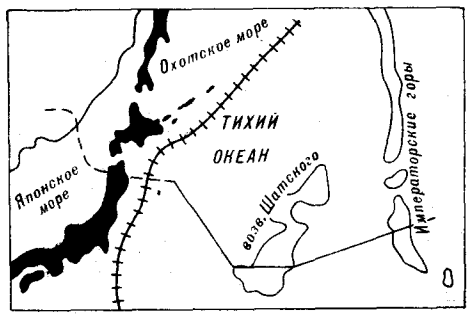
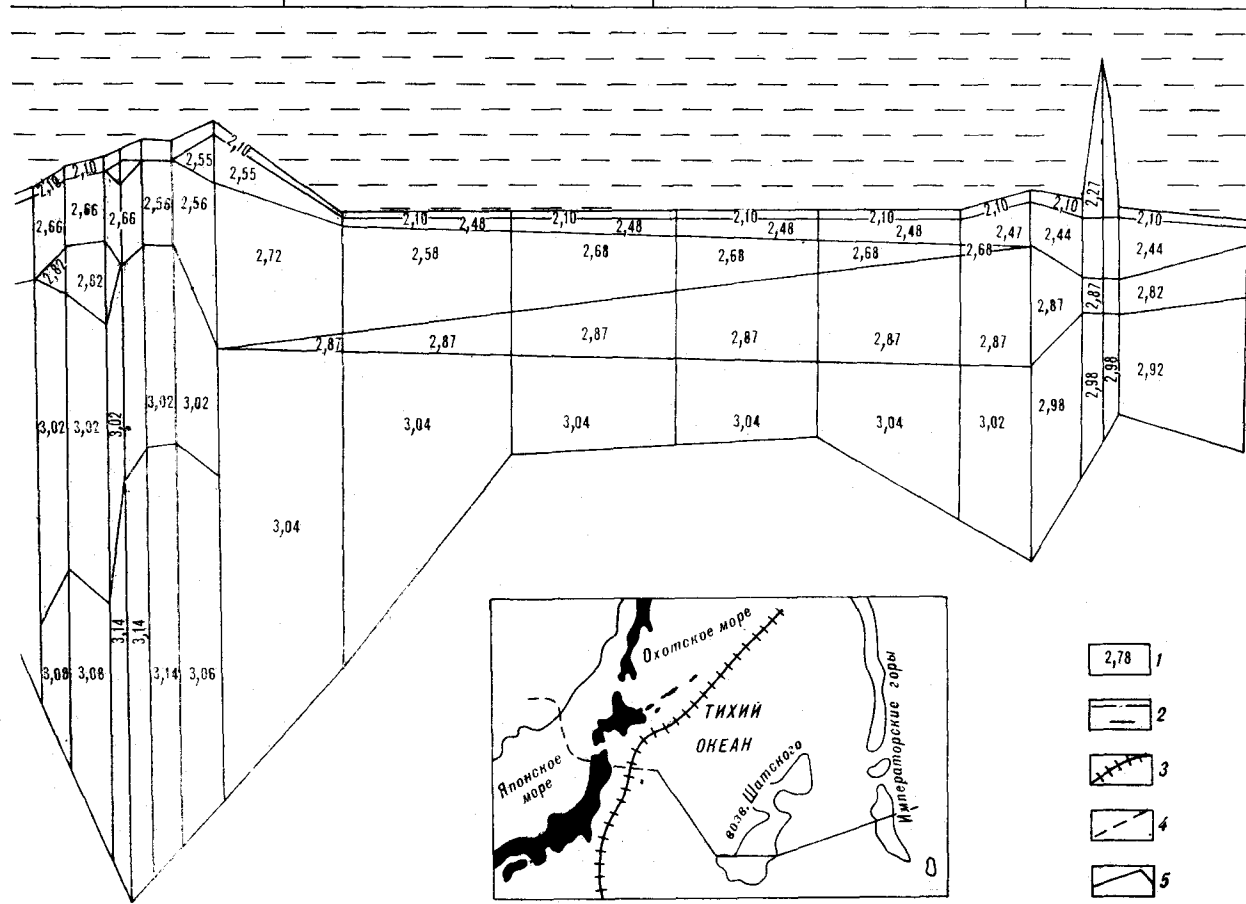
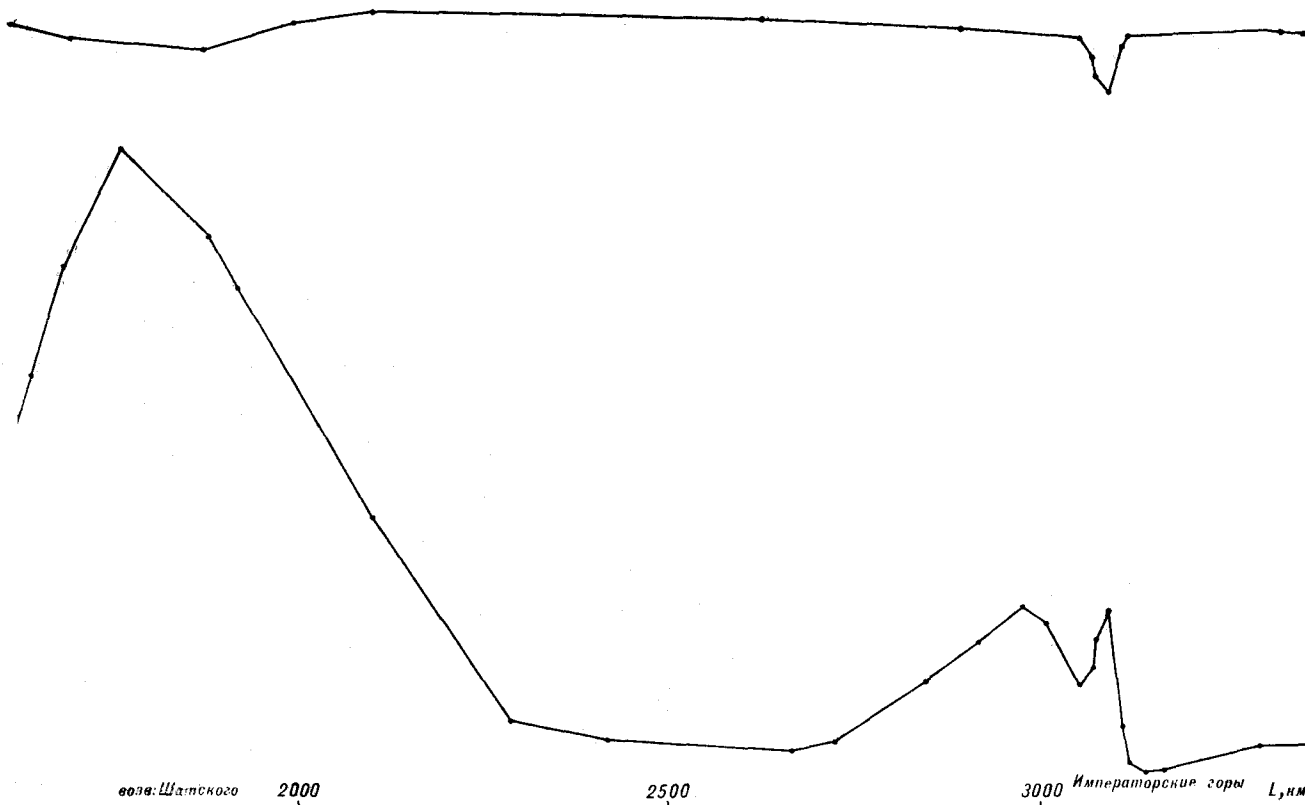
шенности Шатского, Императорских гор и сопредельных с ними акваторий [22]. Впоследствии Г. Вуллард [32] обобщил полученные материалы и построил разрез земной коры вдоль участка геотраверса возвышенность Шатского — Императорские горы.

Осенью 1976 г. Ламонтской геологической обсерваторией был проведен детальный сейсмический эксперимент в западной части Тихого океана (примыкающей к Японии) с использованием сейсмобуев [24]. Полученные материалы обобщены, переинтерпретированы и представлены Г. И. Аносовым и др. [3] в виде разреза земной коры от Японии до возвышенности Шатского, построенного вдоль отдельных сейсмозондирований.

Отмеченные выше разрезы земной коры, по Г. Вулларду [32] и Г. И. Аносову с соавт. [3], позволили построить априорный плотностной разрез земной коры дна Тихого океана вдоль профиля — Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы (см. рис. 1). Плотности отдельных слоев земной коры брались из анализа графиков зависимости скорости прохождения сейсмических волн от плотности [6] с ошибкой  $\pm 0,1$  г/см<sup>3</sup>.

Сведений о строении верхней мантии вдоль геотраверса гораздо меньше. Первые такие материалы были получены японскими исследователями в результате серии экспериментов в 1974 и 1977 гг. восточнее о. Хонсю (Япония) с использованием мощных взрывов и землетрясений с регистрацией сейсмических волн донными станциями на удалении 500—1500 км от Японских островов [19, 20]. Согласно этим исследованиям, на глубинах от 90 до 120 км под Северо-Западной котловиной Тихого океана





- 1 2,78
- 2
- 3
- 4
- 5

(район котловины, примыкающий к Японии) выявляется слой пониженных скоростей сейсмических волн. Впоследствии вышеотмеченные материалы были переинтерпретированы В. З. Рябым [1]. Согласно [1] подошва слоя пониженных скоростей в этом районе находится на глубине 150 км, а скорость сейсмических волн в волноводе составляет 8,6 км/с при скоростях 8,9 км/с в примыкающих к нему участках верхней мантии. Следует заметить, что положение подошвы слоя пониженных скоростей на глубине 150 км отвечает так называемой границе Лемана, выделяемой под океанами на таких же глубинах и характеризующейся увеличением скорости сейсмических волн и плотностей на 3—4%.

На основании обобщения всех имеющихся данных по этой границе Д. Андерсон [18] показал, что она соответствует подошве астеносферы.

Мощность литосферы в районе геотраверса, по О. Г. Сорохтину и А. М. Городницкому [8], составляет в среднем 85 км, что при глубинах океана 5—6 км соответствует глубине залегающей кровли астеносферы (90 км), полученной из анализа японских данных [19, 20].

До недавнего времени считалось, что физические свойства верхней мантии меняются только по глубине в зависимости от изменения  $P$ — $T$  условий. Однако исследования последних лет показали, что, как и в земной коре, физические свойства верхней мантии меняются по горизонтали. В связи с этим начала формироваться новая горизонтально неоднородная модель верхней мантии [1]. На примере глубинного скоростного разреза верхней мантии от Памира до Байкала А. С. Алексеев и В. З. Рябой [1] показали, что до глубин порядка 250 км верхняя мантия резко латерально разнородна, а начиная с глубин 250 км и глубже ( $V = 8,9$  км/с), латеральной изменчивости в мантии не наблюдается. Эти данные совпадают с результатами исследований М. Кара [21], который на основании анализа различий в значениях скоростей распространения поперечных сейсмических волн в зависимости от глубины под континентами и океанами пришел к выводу, что неоднородности физических свойств верхней мантии, определяющие современное положение континентов и океанов, расположены в основном в сферическом слое Земли до глубин 220—250 км (исключение составляют зоны субдукции литосферы, где неоднородности в мантии отмечаются до глубин 600—700 км). Отмеченные выше результаты подтверждаются спутниковыми данными [23], в соответствии с которыми гравитационные аномалии (устойчиво определяемые по отклонению траектории спутников до первых шестнадцати сферических гармоник включительно), огромные по площади и малые

по амплитуде, никак не отражают современной морфоструктуры Земли.

В соответствии с вышеизложенными соображениями подошва подастеносферного слоя и разреза верхней мантии в целом взята нами по изолинии скорости сейсмических волн 9 км/с [1], проходящей как под континентами, так и под океанами на глубине 250 км [1, 21]. Глубже 250 км верхняя мантия становится существенно однородной в горизонтальном направлении. Таким образом, интерпретацию аномального гравитационного поля путем решения обратной задачи с целью выявления плотностных неоднородностей целесообразно проводить на априорной модели до глубин не более 250 км, где эти неоднородности можно ожидать.

Как будет показано ниже, применяемый нами метод решения обратной задачи гравиметрии позволил подтвердить вывод о латеральной однородности верхней мантии глубже 250 км (в пределах ошибок исходных данных).

На основании вышеприведенных сейсмических материалов была построена априорная плотностная модель верхней мантии (рис. 2) вдоль профиля, обозначенного на врезке к рис. 1 непрерывной линией. На рис. 2 слой земной коры выделен черным цветом. Плотности верхней мантии для литосферного, астеносферного и подастеносферного слоев определялись из анализа графиков зависимости: скорость сейсмических волн — плотность [8] с ошибкой определения плотностей до глубины 25 км  $\pm 0,1$  г/см<sup>3</sup>, а от 25 км и глубже — с ошибкой  $\pm 0,2$  г/см<sup>3</sup>. Как видно из рис. 1 и 2, разрез верхней мантии для глубин более 25 км на данном этапе исследования сейсмическими методами представляется в целом горизонтально однородным. Все латеральные неоднородности сосредоточены в верхнем слое литосферы до глубин 25 км. Даже такие крупные морфоструктуры дна, как Московская и Печорская синеклизы, отмечается до глубин 150 км [1].

В связи с решением обратной гравиметрической задачи для вышеописанной априорной плотностной модели (см. рис. 1, 2) были привлечены японские, американские (США) и советские гравиметрические материалы в редуциции свободного воздуха [2, 12, 26—31, 33].

Вследствие слабой гравиметрической изученности вдоль геотраверса удалось выделить только 66 уверенных определений аномального

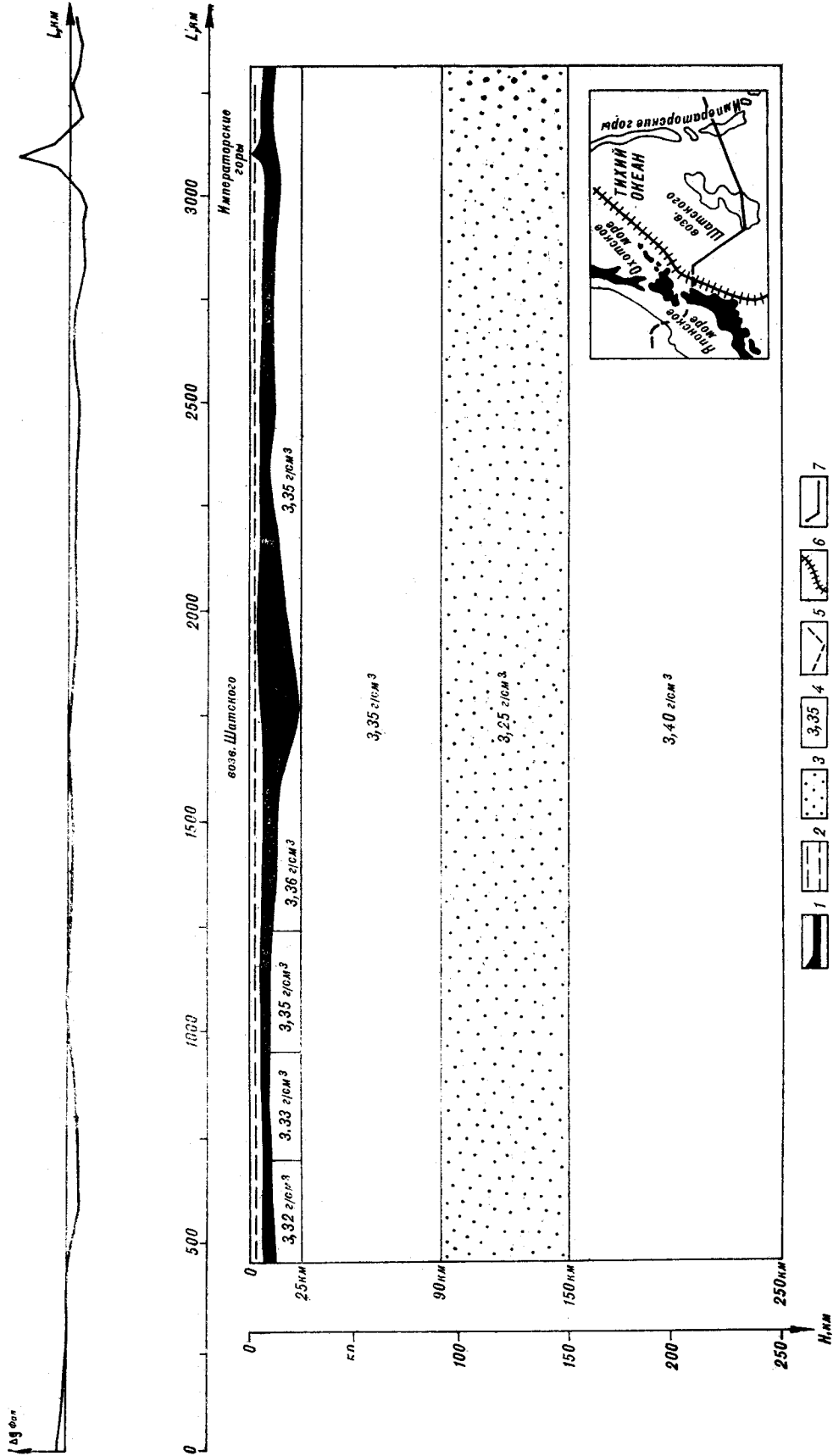


Рис. 2. Априорная плотностная модель верхней мантии (вдоль геотранверса).  
 1 — слой земной коры; 2 — слой воды; 3 — астеносферный слой; 4 — значения плотностей; 5 — линия геотранверса Сихоте-Алинь — Тихий океан; 6 — ось глубоководных желобов; 7 — линия геотранверса.

гравитационного поля на 3000 км длины профиля. Это обстоятельство не позволило устойчиво решить обратную гравиметрическую задачу для верхних этажей априорного разреза, т. е. для земной коры (см. рис. 1). В связи с этим был рассчитан гравитационный эффект от земной коры и от слоя воды (см. рис. 1) и вычтен из наблюдаемого поля (см. рис. 2), а обратная задача решалась относительно остаточной кривой только для разреза верхней мантии (рис. 3).

Для решения обратной задачи разрез верхней мантии (см. рис. 2) аппроксимировался 44 блоками с заданными в них априорными плотностями (см. рис. 3). Выбор блоков разбиения и их количество обусловлены следующими факторами, необходимыми для получения устойчивого решения: 1. Количество блоков не должно превышать количества определений поля. 2. Десять вертикальных сечений, разбивающих априорный разрез на блоки, должны оптимально расчленять остаточную кривую на участки, максимально характеризующие структуру гравитационного поля вдоль геотраверса.

Области краевого наращивания аппроксимировались 19 горизонтальными прямоугольниками, а рассчитанный от них гравитационный эффект исключался из наблюдаемого поля.

При интерпретации принималось, что моделируемая система вдоль геотраверса включает априорный структурно-плотностной разрез, профиль дискретных наблюдений остаточного гравитационного поля, априорные сведения о региональном фоне, предельные ограничения на возможные вариации плотностей и регионального фона.

Формализация системы (построение математической модели) выполнялась аналитическим аппаратом прямой задачи гравиметрии для однородной горизонтальной призмы с сечением в виде трапеции [9, 10, 14], региональный фон аппроксимировался алгебраическим полиномом, предельные ограничения формировались системой линейных двусторонних неравенств. Постоянная составляющая возможного регионального фона (ошибка принятого уровня расчетных значений) составила  $0 \pm 180$  мГл. Постановка обратной задачи сводилась к представлению математической модели в виде системы линейных уравнений с линейными ограничениями на неизвестные [14]. Система уравнений решалась относительно плотностей аппроксимирующих призм и коэффициентов полинома, аппроксимирующего региональный фон.

Построение модели системы вдоль геотраверса и решение обратной задачи выполнено на ЭВМ ЕС в ИВЦ ПГО Сахалингеология по схеме комплексной интерпретации гравиметрических съемок [11]. Вычислительной основой схемы является программная реализация метода

сопряженных градиентов, обобщенного на случай линейных ограничений на вектор неизвестных. Задача решалась в терминах математического программирования, поэтому достаточно просто осуществлялась формализация априорных геолого-геофизических сведений о плотностном разрезе, которые включались в процесс поиска решения.

Применение приема регуляризации, по А. Н. Тихонову, и минимизация параметрического функционала методом сопряженных градиентов в названной модификации, который сам по себе обладает свойством «Авторегуляризации» [14], позволяют получать устойчивое решение в задаче большой размерности при существенных ошибках наблюдений.

Включая в математическую модель системы региональный фон в качестве определяемого параметра, мы, таким образом, решаем «большой» вопрос интерпретации — вопрос правильного выбора «нормального» уровня поля. Свойство метода — «автоматический останов» в окрестностях точки, соответствующей критерию «невязки», — обеспечивает наиболее алгоритмичный выход на решение [11, 14].

Вышеизложенное позволяет назвать полученную плотностную структуру оптимальной [10] для заданной совокупности геолого-геофизических данных.

Построение теоретической «квазиреальной» модели и решение на ней обратной задачи позволило оценить ошибку полученной плотностной структуры вдоль геотраверса [11, 16]. Ошибка эта не превышает  $\pm 0,04$  г/см<sup>3</sup>.

В таблице приведены некоторые численные характеристики модели системы вдоль геотраверса.

На рис. 3 отражены результаты проделанных расчетов: показаны остаточная кривая гравитационного поля и расчетная кривая от оптимальной плотностной структуры верхней мантии, а также структурно-плотностная аппроксимация верхней мантии вдоль геотраверса.

Результаты расчетов по описанной выше методике показали, что верхняя мантия по всему разрезу вдоль геотраверса разнородна по плотности как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении (см. рис. 3). Геометрия всех слоев разреза (литосферы, астеносферы и подстилающего астеносферы слоя) имеет сложную структуру (см. рис. 3).

Установлено, что слой литосферы вдоль геотраверса повсеместно разуплотнен относительно плотности заложений в априорную модель (3,32—3,35 г/см<sup>3</sup>). Плотность литосферы вдоль геотраверса испытывает изменения от 3,26 до 3,35 г/см<sup>3</sup> при средней плотности 3,27 г/см<sup>3</sup>. Мощность литосферы оказалась повсеместно сокращена относительно принятой в априорной

Δ ρ, г/г  
39700  
39500  
39300  
39100  
38900  
38700  
38500  
38300

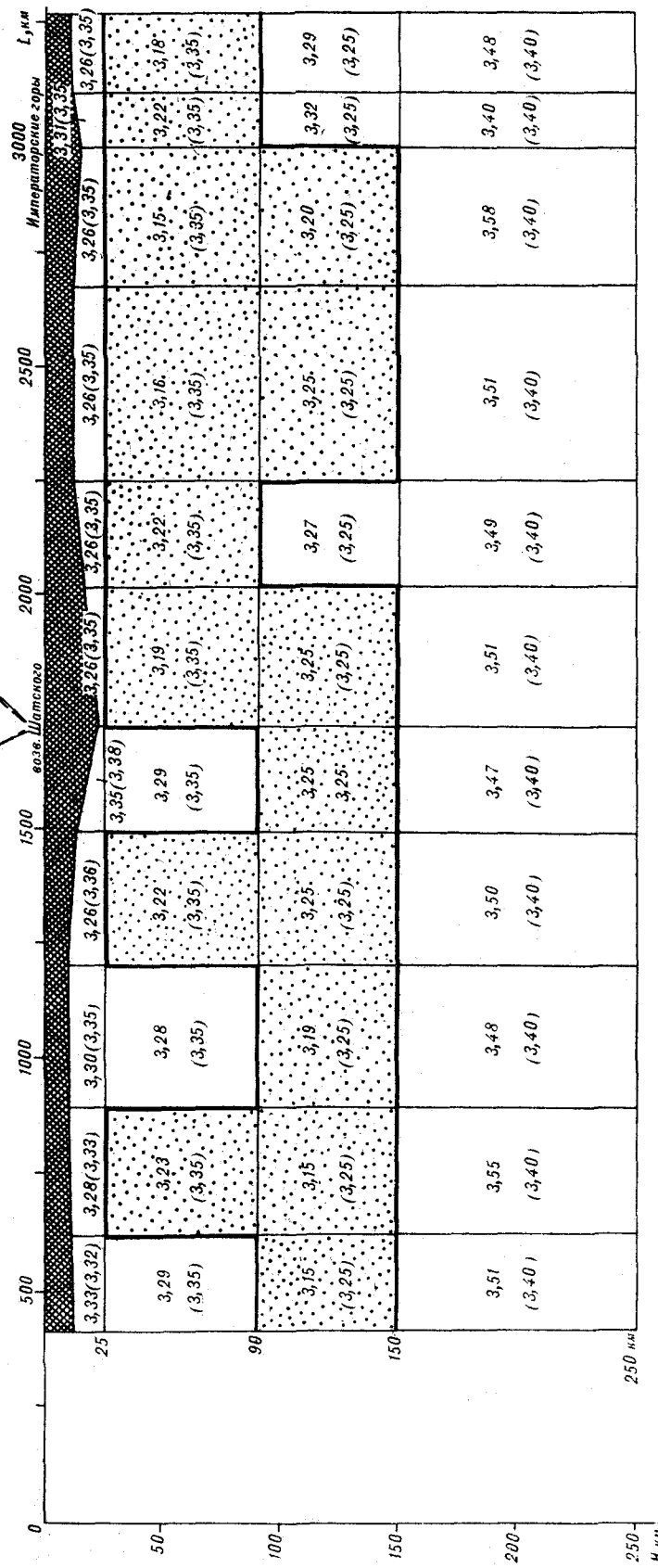
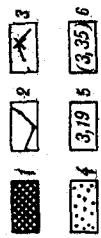
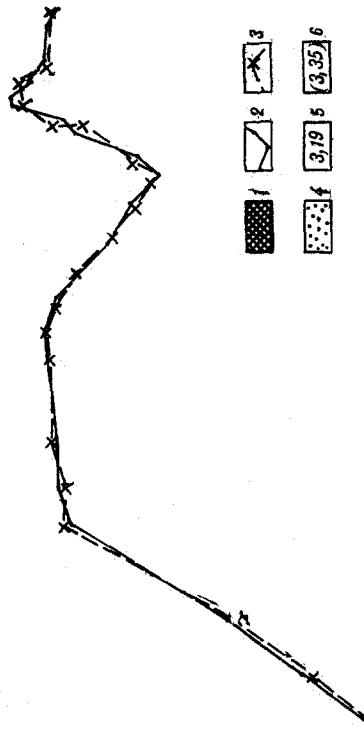


Рис. 3. Оптимальная плотностная модель верхней мантии вдоль геотранверса (геометрические материалы привязаны к международной системе исходных опорных пунктов).  
 1 — слой воды и земной коры; 2 — кривая остаточного аномального гравитационного поля; 3 — расчетная кривая (от оптимальной плотностной модели); 4 — астеносферный слой; 5 — значения расчетных плотностей (г/см³); 6 — значения априорных плотностей (г/см³).

Наименование характеристики, размерность	Численное значение
Интервал структурно-плотностного разреза, км	410—3300
Глубины структурно-плотностного разреза, км	250
Глубины водной толщи, км	4—6
Мощность коровых структур, км	5—25
Интервалы краевого наращивания разреза, км	(—3690)—410, 3300—7400
Интервал гравиметрического профиля, км	52—3390
Шаг наблюдений по профилю, км	25—100
Ошибка исходной аномалии Фая, мГл	(±10)
Гравитационный эффект слоя воды, мГл	76—266
Гравитационный эффект коровых структур, мГл	670—2391
Ошибка расчета эффекта коровых структур, мГл	(±18)
Сходимость по полю в априорной модели, мГл	(±80)
Сходимость по полю в оптимальной модели, мГл	(±21)
Сходимость по полю в оптимальной модели, мГл	(—178)
Ошибка уровня расчетных значений поля, исправленная в оптимальной модели, мГл	0,02
Наклонная составляющая регионального фона, учтенная в оптимальной модели, мГл/км	

модели. Так, восточнее возвышенности Шатского глубины до подошвы литосферы составляют 25 км, а для участка геотраверса западнее возвышенности мощность литосферы варьирует от 85 до 25 км.

Астеносферный слой также оказался разуплотненным относительно априорной плотности ( $3,25 \text{ г/см}^3$ ). Плотность астеносферы вдоль геотраверса меняется от 3,15 до  $3,25 \text{ г/см}^3$  при средней плотности  $3,19 \text{ г/см}^3$ . Мощность разуплотненного слоя повсеместно превышает модельную, достигая на отдельных участках геотраверса 125 км (против 60 км на модели). Кровля слоя почти повсеместно приподнята относительно модельной, а подошва испытывает локальные поднятия под возвышенностью Шатского и Императорскими горами. Мощность астеносферного слоя колеблется от 60 до 125 км. Непосредственно под возвышенностью Шатского мощность его аномально сокращена и составляет 60 км (см. рис. 3).

Подстилающий астеносферу слой верхней мантии повсеместно уплотнен относительно принятого в модели ( $3,40 \text{ г/см}^3$ ). Плотность вдоль слоя меняется от 3,40 до  $3,58 \text{ г/см}^3$  при средней плотности  $3,50 \text{ г/см}^3$ .

Как следует из вышеизложенного, решение обратной задачи гравиметрии в линейной постановке относительно априорной плотностной модели (см. рис. 2) приводит к значительному перераспределению плотностей (см. рис. 3),

а также к изменению мощностей, подошвенности и конфигурации отдельных слоев модели (см. рис. 3). По всей глубине разреза и вдоль каждого слоя отдельно выявляется резкая латеральная и вертикальная изменчивость плотностной структуры. Однако, как показывают расчеты литостатического давления на глубинах 100 и 250 км для всех 11 колонок разреза, такое перераспределение плотностей, мощностей и изменение конфигураций отдельных слоев разреза далеко не случайно. Так, отклонение давления от среднего значения (31 кбар) на глубине 100 км вдоль разреза составляет  $\pm 0,3$  кбар, а флуктуации давления относительно среднего значения 82 кбар на глубине 250 км составили не более  $\pm 0,03$  кбар.

Таким образом, анализ поглубинного распределения литостатического давления для различных глубин компенсации указывает на хорошую изостатическую скомпенсированность земной коры и верхней мантии на глубине 250 км. Наличие изостатической компенсации предполагает горизонтальную однородность мантии, расположенной глубже 250 км. Посмотрим, как это следует из расчетов на априорной модели.

По проведенной оценке наклонная составляющая возможного регионального фона (т. е. гравитационный эффект возможных горизонтальных плотностных неоднородностей ниже глубин 250 км) незначительна и соизмерима с погрешностью измерения поля (наклонная составляющая возможного регионального фона оценивается как  $0,03 \pm 0,03 \text{ мГл/км}$ ). Тем не менее этот параметр мы включили в модель как определяемый. Если в процессе оптимизации он «ляжет» на предельных ограничениях, т. е. потребует их расширения, значит, на глубинах более 250 км имеет место горизонтальная плотностная разнородность. Если значение параметра определится в заданных пределах, логично предположить обратное.

В результате решения обратной задачи лишь в 5 блока плотности определились на предельных ограничениях, а сходимость по полю отвечала критерию «невязки». Таким образом, нами получено достоверное решение, а наклонная составляющая регионального фона определена в диапазоне установленных ограничений. Следовательно, можно принять, что на глубинах более 250 км нет существенной горизонтальной плотностной разнородности верхней мантии, что и подтверждает правильность вывода об осуществлении изостатической компенсации плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии на глубине порядка 250 км. Вывод о латеральной однородности верхней мантии для глубин более 250 км подтверждается, как указано выше, и сейсмическими данными [1, 21].



Здесь следует отметить тот факт, что горизонтальную однородность верхней мантии глубже 250 км следует понимать как однородность, установленную в пределах ошибки исходных данных. Так, принимая точность морских измерений силы тяжести, используемых при интерпретации,  $\pm 10$  мГл, а точность определения априорной плотности по графикам зависимости скорости сейсмических волн от плотности  $\pm 0,1$  г/см<sup>3</sup>, получим ошибку исходных данных  $\pm 21$  мГл.

Таким образом, верхняя мантия на глубинах свыше 250 км однородна в пределах ошибки  $\pm 21$  мГл, приносимой в задачу несовершенством морских измерений силы тяжести и статистическим характером зависимости скорости — плотность.

Гораздо более глубокие неоднородности Земли связаны со спутниковыми данными, по которым устойчиво определяются первые 16 гармоник поля. Гравитационное поле, определяемое по спутниковым данным, отвечает глубокому осреднению поля по площадкам  $10 \times 10^\circ$ . Так, на карте гравитационных аномалий в свободном воздухе, составленной по спутниковым данным [23], амплитуда колебания значений поля вдоль геотраверса составляет  $\pm 15$  мГл при длине волны аномалий порядка 2000 км, т. е. амплитуда изменения спутниковых аномалий находится в пределах ошибки исходных данных, используемых в наших расчетах, а длина волны аномалии сравнима с длиной геотраверса. Таким образом, вывод о латеральной однородности мантии для глубин более 250 км находится в пределах ошибки исходных данных и не противоречит спутниковым материалам. Исследуя вопрос о возможной природе планетарных (спутниковых) аномалий, М. Е. Артемьев [4] приходит к выводу о том, что эти аномалии в основном связаны со сравнительно неглубокими плотностными неоднородностями мантии, располагающимися непосредственно под астеносферой, что опять же подтверждает наш вывод.

Как следует из рассмотрения плотностного разреза (см. рис. 3), таким крупным морфоструктурам дна, как возвышенность Шатского и Императорские горы, отвечают на значительных глубинах разу уплотненные блоки мантии в подастеносферном слое. Возвышенности Шатского отвечает прогиб подошвы литосферы, мощность которой достигает здесь 85 км. Если нагрузка на литосферу в районе возвышенности компенсируется поведением подошвы земной коры, подошвы литосферы и областью разу уплотнения в подастеносферном слое, то дополнительная нагрузка на литосферу в районе Императорских гор в основном выдерживается за счет прочности литосферы, а часть компенсации осуществляется за счет разу уплотнения в

подастеносферном слое и уплотнения в астеносфере. Таким образом, видим, что основные морфоструктуры дна, пересекаемые геотраверсом, так или иначе имеют свое плотностное отражение на больших глубинах в мантии (по крайней мере, до глубин 250 км). Как показывают расчеты, выполненные Е. В. Артюшковым [5], области с нарушенным равновесием литосферы, намного превышающие по размерам глубины до подошвы астеносферы, изостатически компенсируются в основном за счет течений в подастеносферном слое.

Такую ситуацию мы имеем для возвышенности Шатского, размеры которой в поперечнике намного превышают глубину до подошвы астеносферного слоя. По-видимому, подобные течения и привели к отмечаемому здесь распределению плотностей в подастеносферном слое.

При характерных размерах нагрузки, сравнимых по величине с глубиной до подошвы астеносферы, изостатическая компенсация осуществляется в основном за счет течений в астеносфере. Подобная ситуация отмечается в районе Императорских гор, где характерные размеры некомпенсированной нагрузки составляют 100 км при глубине до подошвы астеносферы 90 км. По-видимому, небольшая часть компенсации происходит также за счет течений в подастеносферном слое, приводящих здесь к его разу уплотнению.

Стремление к изостатическому равновесию отмечается не только для морфоструктур дна, пересекаемых геотраверсом, но и для внутримантийных неоднородностей. Так, прогибам подошвы литосферы отвечают разу уплотнения в подастеносферном слое, а поднятиям — уплотнения (см. рис. 3).

Многими исследователями предполагается, что в районе Северо-Западного сектора Тихого океана, где возраст литосферы достигает 120—150 млн. лет, астеносферный слой либо исчезает совсем, либо очень тонок и развит не повсеместно [1, 15, 25].

Эти данные приводят сторонников геодинамических концепций, основанных на повсеместном распространении астеносферного слоя (концепция тектоники литосферных плит, геодинамическая концепция Е. В. Артюшкова), к необходимости доказывать повсеместное распространение астеносферы даже там, где она не выражается ни в сейсмических, ни в геоэлектрических, ни в геотермических полях. Так, Е. В. Артюшков на основе анализа последнедевонских поднятий в Фенноскандии и Канаде [5] доказывает существование астеносферы, которая здесь никак не выражена в этих полях, объясняя природу возникновения астеносферного слоя пониженной диффузионной вязкостью пород, проявляющейся при медленных больших деформациях.

Посмотрим, как повсеместное наличие мощного разуплотненного слоя в районе северо-западного сектора Тихого океана, примыкающего к геотраверсу, следует из решения обратной задачи гравиметрии. Положим в априорной плотностной модели отсутствие разуплотненного слоя. Обратная задача решается для разреза верхней мантии, состоящего только из двух слоев: верхнего, до глубины 150 км с априорной плотностью  $3,35 \text{ г/см}^3$ , и нижнего, расположенного на глубинах от 150 до 250 км с плотностью  $3,40 \text{ г/см}^3$ , т. е. на тривиальной модели, не предполагающей наличия разуплотненного слоя и требующей для ее построения минимум сейсмической информации о верхней мантии.

Для решения обратной задачи априорная модель верхней мантии разбивается так же, как и раньше, на 4 блока и 4 слоя с той лишь разницей, что априорная плотность всех блоков третьего слоя будет составлять не  $3,25$ , а  $3,35 \text{ г/см}^3$ .

Приведем сравнение полученного решения обратной задачи для вышеописанной априорной модели с решением, полученным для априорной модели с разуплотненным слоем (см. рис. 3):

- 1 — плотности 1-го слоя, выделенного априорно, уменьшаются на  $0,01 \text{ г/см}^3$ ;
- 2 — плотности 2-го слоя, выделенного априорно, уменьшаются на  $0,01—0,02 \text{ г/см}^3$ ;
- 3 — плотности 3-го слоя, выделенного априорно, увеличиваются на  $0,05—0,07 \text{ г/см}^3$ ;
- 4 — плотности 4-го слоя, выделенного априорно, уменьшаются на  $0,02—0,04 \text{ г/см}^3$ ;
- 5 — получен аналогичный по форме слой пониженных плотностей.

Степень контраста к верхним слоям уменьшается с  $(0,05 \div 0,15)$  до  $(0,03 \div 0,13) \text{ г/см}^3$ , к нижним слоям — с  $(0,20 \div 0,40)$  до  $(0,10 \div 0,30) \text{ г/см}^3$ .

Таким образом, начальное приближение для оптимизации (в том числе априорные сведения о разуплотненном слое) влияет на результат решения обратной задачи. Но в данном случае это влияние несущественно, форма плотностной структуры сохраняется, разности в определении плотностей соизмеримы с ошибкой решения обратной задачи, а разуплотненный слой выделяется примерно таким, какой виден и на рис. 3, только менее контрастно. Таким образом, вдоль всего геотраверса по гравиметрическим данным повсеместно выделяется астеносферный слой без каких-либо априорных предположений о его наличии.

Оценки мощности литосферы Тихого океана по гравиметрическим данным проводились в различное время многими исследователями [34] по так называемым сглаженным аномалиям, представляющим собой видоизмененные анома-

лии Буге с учетом изменений мощности и состава земной коры. Иными словами, все слои земной коры последовательно «засыпаются» до плотности подстилающей мантии, и полученные поправки вводятся в аномалии. Недостатком этого метода при всей его простоте является то, что здесь предполагается наличие под подошвой коры единственной резкой плотностной границы — подошвы литосферы, которая, как представляется, является ответственной за формирование сглаженных аномалий. Эти соображения и позволяют проводить оценки мощности литосферы по сглаженным аномалиям.

Величины мощности литосферы, рассчитанные по сглаженным аномалиям, составляют для западного участка геотраверса в среднем 132 км. Под возвышенностью Шатского мощность литосферы достигает 180—200 км, понижаясь в сторону Императорских гор до 130—140 км. Под горами мощность составила 150 км.

По нашим же расчетам (см. рис. 3) мощность литосферы колеблется от 85 до 25 км на участке профиля Япония — возвышенность Шатского и не превышает 25 км на восточном участке геотраверса. Такие резкие различия в значениях мощности литосферы связаны с тем, что при расчетах по сглаженным аномалиям гравитационное влияние более глубинных разделов мантии (как, например, подошвы астеносферы) предполагается пренебрежимо малым по сравнению с эффектом от подошвы литосферы. Однако, как показали наши расчеты, контраст плотностей на подошве астеносферы вдоль геотраверса достигает  $0,4 \text{ г/см}^3$ , что почти в 3 раза превышает контраст плотностей на подошве литосферы, достигающий здесь величин  $0,13—0,15 \text{ г/см}^3$ . Неучет влияния такой резкой плотностной границы приводит при расчетах по сглаженным аномалиям к завышению мощности литосферы более чем на 100 км.

Следует отметить, что расчеты мощности земной коры по осредненным аномалиям Буге, принцип которых идентичен расчетам мощности литосферы по сглаженным аномалиям, в отличие от последних представляются вполне правомочными. Так, контраст плотностей на границе кора — мантия составляет в среднем  $0,4—0,6 \text{ г/см}^3$ , что более чем в 4—5 раз больше контраста плотностей на нижележащей границе — подошве литосферы при более плавном ее проведении и глубоком залегании. Гравитационным эффектом подошвы астеносферы также можно пренебречь, так как при сравнительном контрасте плотностей подошва астеносферного слоя находится в среднем на глубине 150 км, что более чем в 10 раз превышает среднюю глубину до подошвы коры.

Вывод о неприменимости сглаженных аномалий для оценки мощности литосферы, по-види-

тому, справедлив для районов океана с достаточно древней литосферой (возраст литосферы в районе геотраверса составляет 110—150 млн. лет). Для молодой литосферы (возрастом менее 70 млн. лет) наблюдается неплохое соответствие между мощностью литосферы, определенной по сглаженным аномалиям, и сейсмологическими данными по анализу дисперсии волн Релея [7]. Этот факт, по-видимому, связан с резким подъемом подошвы литосферы в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия при сравнительно пологом поведении остальных границ.

Рассуждая о мощности литосферы, нельзя не упомянуть карты мощности литосферы Мирового океана, составленные А. М. Городницким и О. Г. Сорохтиным [8] на основе анализа взаимосвязей между латеральными изменениями рельефа дна, теплового потока, аномалий силы тяжести и изменением мощности литосферы в зависимости от ее возраста.

Все эти построения так или иначе связаны с моделью остывающей литосферы, мощность которой в соответствии с решением уравнения теплопроводности должна изменяться пропорционально корню квадратному из ее возраста.

Однако, как справедливо указывает С. А. Ушаков [17], для районов океана с возрастом литосферы более 80 млн. лет такая зависимость пропадает. Скорее приходится допустить (для согласования с данными сейсмологии) модель литосферы постоянной толщины от 70 до 90 км [17], что, по существу, и отражено на этих картах, где для огромной акватории северо-запада Тихого океана мощность литосферы практически не меняется, составляя в среднем 80—85 км. Подобный результат отражает лишь постоянство перепада высот между гребнем срединно-океанического хребта и осредненным

рельефом в пределах рассматриваемой акватории, составляющей здесь около 4 км.

Такие карты [8], по-видимому, полезны для глобальных построений в масштабе всего океана в целом или же для сравнительной характеристики мощностей литосферы различных океанов, особенно для районов с молодой литосферой, примыкающих к срединно-океаническим хребтам, однако очень грубо отражают ситуацию в исследуемом районе. Отдельные совпадения в определении мощностей литосферы наблюдаются для западной части геотраверса, где мощность литосферы на ряде участков достигает 80—85 км.

Вместе с тем в целом для геотраверса это далеко не так. Так, мощность литосферы в пределах восточного участка геотраверса (возвышенность Шатского — Императорские горы) согласно нашим расчетам (см. рис. 3) повсеместно составляет 25 км, т. е. на 60 км меньше, чем это следует из рассмотрения карт [8].

Используя информацию о цилиндрической жесткости литосферы Гавайского хребта (жесткость литосферы Императорского и Гавайского хребтов, согласно Уотсу [27], одинакова), Е. В. Артюшков [5] показал, что мощность литосферы в этих районах составляет 25 км, что совпадает с нашими выводами.

По-видимому, нельзя все расчеты сводить к гипотезе плавления литосферы в астеносфере (по закону Архимеда) и на этом основании вычислять мощности литосферы, как это делается в [8]. Как показано выше, нагрузка литосферы на астеносферу далеко не всегда «гасится» в пределах астеносферного слоя (что опосредовано предполагает закон Архимеда), а приводит также к течениям и в подастеносферных слоях. Эти течения приводят к перераспределению плотностей во всем объеме мантии до глубин 250 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли.— Природа, 1976, № 7.
2. Андреев А. А., Люга Л. М. Результаты гравиметрических исследований в 7-м рейсе НИС «Пегас». — В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Угасин В. К. Особенности глубинного строения северо-западной плиты Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
4. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
5. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
6. Гайманов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
7. Гайманов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: МГУ, 1980.
8. Городницкий А. М., Сорохтин О. Г. Карты мощности литосферы Мирового океана.— Тезисы докл. второго Всесоюзного съезда океанологов. Вып. 7. Ч. 1. Севастополь, 1982.
9. Голиздра Г. Я. Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ.— В кн.: Промышловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1977.
10. Гравиразведка. Справочник геофизиков. М.: Недра, 1981.
11. Исеев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары.— Мухто (Северный Сахалин).— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
12. Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Строев П. А. Основные черты гравитационного поля, мощность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
13. Родников А. Г., Гайманов А. Г. и др. Геотраверс Сихота-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан. М.: Наука, 1982.

14. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова думка, 1978.
15. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
16. Тихонов А. Н. О математических методах автоматизации обработки наблюдений.— В кн.: Проблемы вычислительной математики. М.: МГУ, 1980.
17. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Кинематика плит и океаническая литосфера. М.: Наука, 1978.
18. Anderson P. Z. The deep structure of continents.— J. Geophys. Res., 1979, В 84.
19. Asada T., Shimamura H. Observations of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific. Geophys. Mon. 19, Washington: Amer. Geophys. Union, 1976.
20. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean.— Tectonophysics, 1979, v. 56, N 1—2.
21. Cara M., Leveque J. Heterogeneites laterales du manteau superieur.— 7 Reun. Annu. Sci. Terre., Paris, 1979.
22. Den N., Ludwig W. et al. Seismic — Refraction Measurements in the North — West Pacific Basin.— J. of Geophys. Res., 1969, v. 74, N 6.
23. Goposhkin E. M., Lambec K. Earth's gravity field to sixteenth degree and station coordinates from satellite and terrestrial data.— J. of Geophys. Res., 1971, v. 76, N 20.
24. Houtz R., Windisch S., Murauchi S. Changes in the Crust and Upper Mantle Near the Japan — Bonin Trench.— J. of Geophys. Res., 1980, v. 85, N B1.
25. Leeds A. R., Knopoff U., Kausel E. Variations of upper mantle structure of the Pacific Ocean.— Science, 1974, v. 186.
26. Tomoda Y. Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific Ocean and adjacent seas, 1963—1971. Univ. of Tokyo Press, 1974.
27. Watts A. B., Cochran I. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaii — Emperor Seamount Chain.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1974, v. 38, N 1.
28. Watts A. B., Talwani M., Cochran I. R. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean Basin and its margin.— Geophys. Monograph., ser. 19, 1976, N 4.
29. Watts A. B., Kogan M. G. Gravity field of the Northwest Pacific ocean basin and its margin: Kurile island arc — trench system. Palisades. N. Y., 1977.
30. Watts A. B., Leeds A. R. Gravimetric geoid in the North-West Pacific ocean.— Geophys. J. Royal. Astron. Soc., 1977, v. 50, N 2.
31. Watts A. B., Bodine J. H., Bowin C. O. Free-air gravity field.— A Geophysical Atlas of East and Southeast. Asian Seas. Boulder, Colorado, 1978.
32. Woollard G. P. The interrelations of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— Reviews of Geophysics and Space Physics, 1975, v. 13, N 1.
33. Worzel J. L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959. N. Y., 1965.
34. Joshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific and marginal seas.— J. Phys. Earth, 1973, v. 21.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск  
ИГО Сахалингеология  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
24 марта 1983 г.