

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ НАУКИ

УДК 551.14:528.2

НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИОННАЯ ГРАВИМЕТРИЯ – ВМЕСТО И ВМЕСТЕ С ГЛУБИННЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ*

Статья 2. Плотность и скорость, глубинные гравиметрические и сейсмические исследования литосферы – анализ преимуществ и недостатков

Ю. Я. Ващилов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан
E-mail: vashchillov@neisri.magadan.ru

Петрологическое изучение литосферы возможно только на плотностной основе, получаемой при интерпретации аномалий силы тяжести методами новой интерпретационной гравиметрии (НИГ). Обоснована связь плотности, химического состава и числа анионов кислорода в единице объема горных пород. Литосфера рассматривается как кислородная оболочка Земли. График изменения плотности литосферы использован при построении реальных 3-мерных моделей северо-востока России. Необходимому условию истинности решения обратной задачи гравиметрии отвечает блоково-слоистая модель литосферы. Интерпретация результатов глубинных сейсмических исследований (ГСИ) осуществляется на базе абстрактной двумерной модели и позволяет получить на одном и том же первичном материале разные типы устройства литосферы, включая блоково-слоистый. Вследствие двумерности глубинных сейсмических структурных построений возможности использования необходимого критерия истинности при ГСИ пока не существует. Реализация 3-мерных ГСИ вместе с широким использованием информации НИГ позволит коренным образом пересмотреть существующие представления о земной коре и литосфере.

Ключевые слова: интерпретация, сила тяжести, плотность, сейсмический, обратная задача, необходимый критерий, земная кора, литосфера, блок, слой.

Новая научная истина обычно получает признание не оттого, что противники этой истины проникаются убеждением в ее правильности и обращаются в новую веру, а оттого, что они постепенно вымирают, а новое поколение не сомневается, что она верна.

Макс Планк

7. ИЗУЧЕНИЕ ПЛОТНОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ КАК ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Кардинальное преимущество методов новой интерпретационной гравиметрии (НИГ) перед всеми другими геофизическими методами, включая глубинные сейсмические исследования (ГСИ), – это получение результатов интерпретации в виде моделей пространственного распределения плотности ρ в литосфере. Плотность ρ – фундаментальная физическая характеристика вещества, которая широко используется не только в геофизике, петрологии и вообще в геологии, но и в физике, астрономии, астрофизике и других науках. Анализ распределения именно плотности в твердой Земле позволяет судить о хими-

ческом составе и кристаллохимической структуре вещества недр (Рингвуд, 1981; Буллен, 1978). Прямое использование скорости сейсмических волн для целей петрологической интерпретации ГСИ литосферы не дает удовлетворительных результатов. Это понимают сейсмологи и геологи, занимающиеся вопросами ГСИ, предупреждая о недопустимости постановки знака равенства между величиной скорости и петрографическим составом (Дибров и др., 1976). Они указывают на то, что результаты массовых замеров скорости в породах консолидированной коры показывают значительный разброс ее величины для однотипных пород. Например, в гранитах скорость V_p варьирует от 5 до 7,6–7,8 км/с. Н. И. Павленкова считает, что возможности сейсмических методов при изучении тонкой структуры литосферы, т. е. для выявления таких ее особенностей, по которым возможно определение петрографического состава и физического состояния вещества, невелики (Павленкова, 1981. С. 49). Необходим «новый уро-

© Ващилов Ю. Я., 2005

*Окончание. Начало см. в «Вестнике СВНЦ ДВО РАН» № 3 за 2005 г.

вень сейсмических исследований». «По сейсмическим скоростям можно говорить пока только о разном составе верхней и нижней части коры: верхний слой сложен породами кислого ряда, нижний – основного и ультраосновного».

Скорость прохождения сейсмических волн, электропроводность, магнитные и другие физико-механические свойства используются как уточняющее, дополнительное средство при изучении состава и физического состояния пород, слагающих литосферу. Эти физические характеристики позволяют прямо или косвенно судить о температуре и состоянии (твердом или расплавленном) вещества земных недр, о структуре, флюидности, анизотропии и других особенностях пород литосферы, в том числе и о причинах изменения плотности глубинных образований.

После определения Г. Кавендишем в 1798 г. гравитационной постоянной k элементарный подсчет показал, что плотность Земли в целом ($5,52 \text{ г/см}^3$ – современное принятое значение) значительно превосходит плотность пород на поверхности ($2\text{--}3 \text{ г/см}^3$). Возникла идея о существовании внутри Земли ядра большой плотности. И на заре сейсмологии в самом начале XX в. эта идея нашла свое подтверждение – Р. Д. Олдем привел сейсмические доказательства существования центрального ядра. Также и при изучении глубинного строения Земли (литосферы, астеносферы) выводы из данных ГСИ не должны противоречить общим представлениям о глубинной структуре, вытекающим из интерпретации поля силы тяжести. Поле силы тяжести отражает главные вещественные и структурные особенности литосферы. Для получения более качественных представлений о глубинном строении методами ГСИ необходимо, отбросив сейсмический снобизм, широко использовать как общую, так и параметрическую информацию, которую содержат данные НИГ (плотность и вертикальный градиент плотности в литосфере, пересчитываемые в скорость и вертикальный градиент скорости, глубины до горизонтальных поверхностей расслоения, глубинные характеристики разломов и блоков, горизонтальные скачки плотности на боковых ограничениях блоков для расчетов акустической жесткости и скачка скорости по латерали, наконец, главное, значительное преобладание в глубинной структуре *квизивертикальных* разломов как боковых ограничений блоков и т. д.).

Скорость сейсмических волн V рассчитывается в процессе интерпретации приближенно и обобщенно для протяженных разрезов, но в абсолютном выражении, и в этом заключается определенное преимущество сейсмических исследований перед гравиметрическими. По величине скорости сейсмических волн возможны примерные оценки абсолютных значений плотности ρ . При интерпретации аномалий силы тяжести (так же, как и при интерпретации магнитных аномалий) получают величины **контрастной** в горизонтальном направлении плотности $\Delta\rho$ (в маг-

нитометрии – контрастной намагниченности ΔJ), т. е. скачок плотности ρ в горизонтальном направлении на вертикальных боковых ограничениях плотностных неоднородностей в форме блоков. Но для петрологической интерпретации необходимо знание абсолютной плотности. В гравиметрии для этих целей автором разработаны некоторые геолого-геофизические интерпретационные приемы использования контрастной плотности $\Delta\rho$ для вычисления плотности ρ в абсолютном выражении (Вашилов и др., 1982; Вашилов, 1984), о которых подробнее будет сказано ниже.

8. ПЛОТНОСТЬ ρ И СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН V_p

Итак, для оценок абсолютных величин плотности ρ в литосфере и в более глубоких горизонтах Земли используется скорость продольных волн V_p . Исследования в этом направлении проведены Ф. Берчем (Birch, 1960, 1961) и его последователями. В теории упругости плотность ρ и скорость сейсмических волн V_p связаны обратной зависимостью. Однако опыт интерпретации сейсмических исследований уверенно демонстрирует тот факт, что с увеличением плотности ρ образцов пород скорость продольных V_p также увеличивается. Тот же вывод относится и к породам более глубоких горизонтов твердой Земли в естественном залегании. Ф. Берчем предложено общее выражение этой эмпирической закономерности:

$$V_p = A(M) + B\rho. \quad (1)$$

Здесь $A(M)$ – константа, которая в определенной мере зависит от среднего атомного веса, равного молекулярному весу, деленному на число атомов в молекуле M ; B – эмпирически выводимый коэффициент пропорциональности между плотностью ρ и скоростью V_p .

Не останавливаясь на этом подходе детально, отметим следующие его недостатки.

Во-первых, скорость распространения сейсмических волн в одной и той же точке, но в разных направлениях может быть различна и, как показывают результаты экспериментального изучения анизотропии скоростей V_p и V_s (Hess, 1964; Чесноков, 1977), эти различия могут быть существенными – до 10%, а при измерении образцов сланцеватых пород они достигают 100% и более. По данным А. В. Егоркина (Сейсмические..., 1980), сейсмограммы пересекающихся субмеридионального и субширотного «длинных» профилей ГСЗ в Западной Сибири, на которых источниками возбуждения колебаний были сверхмощные взрывы, также демонстрируют существование анизотропии скоростей в литосфере. Поэтому пересчет скорости в плотность приводит к большим погрешностям в определении общего абсолютного уровня плотности – в несколько десятых г/см^3 . Такая точность явно недостаточна для построения плотностных моделей литосферы. Вызываемая анизотропией погрешность в определении ρ

соизмерима со скачком плотности при фазовых переходах.

Во-вторых, пересчет скорости сейсмических волн в плотность осуществляется по эмпирическим формулам, число которых велико и вычисление y по которым приводит к большим расхождениям. Скажем, используя одну из формул Ф. Берча (Красовский, 1981)

$$y = 0,252 + 0,3788 V_p, \quad (2)$$

при скорости $V_p = 8$ км/с получим $y = 3,28$ г/см³; по формуле Б. С. Вольвовского с соавторами (Вольвовский и др., 1977)

$$y = 1,3 + 0,27 V_p \quad (3)$$

плотность $y = 3,46$ г/см³; по формуле А. К. Курскеева и Б. М. Уразаева (Курскеев, 1977)

$$y = 0,83 + 0,293 V_p \quad (4)$$

плотность $y = 3,17$ г/см³.

Различия расчетных значений плотности достигают 10%. При петрологической интерпретации плотностных структур, построенных с такими погрешностями, пропускаются целые ассоциации пород, особенно при относительно небольших (для земной коры) значениях плотности в диапазоне 2,70–3,20 г/см³. Количество и разнообразие формул типа (2)–(4) растет и в связи с необходимостью учитывать фактор давления (глубины залегания пород).

В-третьих, скорость V_p при проведении сейсмических зондирований земной коры и верхней мантии определяется по годографам с точностью до десятой – первых десятых км/с (при неизменном условии, что природа волн установлена правильно, априорная сейсмическая модель глубинной структуры выбрана верно и 2-мерная модель среды справедлива; см. разд. 12). Из выражений (2)–(4) следует, что ошибка в определении скорости сейсмических волн V , равной 0,1 км/с, соответствует погрешность в определении скачка плотности 0,03–0,04 г/см³. Аномалии силы тяжести в классе блоковых моделей источников возмущения с такой контрастной плотностью имеют амплитуду до нескольких десятков мГал в зависимости от глубинности источника, например гравитационные ступени, одна

из которых связана с Генеральным разломом примагаданского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на северо-востоке России с глубиной заложения около 100 км (Ващилов, 1984), а другая пересекается восточной частью сейсмического профиля DEKORP 2-S в Центральной Европе (Bortfeld et al., 1985).

9. ЛИТОСФЕРА – КИСЛОРОДНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ. СВЯЗЬ ПЛОТНОСТИ y , ЧИСЛА АНИОНОВ КИСЛОРОДА α_0 В 1 см³ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СИЛИКАТНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Связь плотности y , химического состава и кристаллохимической структуры силикатных кристаллических горных пород столь тесная, что позволяет, располагая результатами химического анализа и эмпирическими данными о корреляции плотности и числа α_0 анионов кислорода O^{2-} в единице объема (в 1 см³), рассчитывать плотность кристаллической силикатной породы с погрешностью в первые сотые г/см³ (Ващилов, 1976, 1984; Ващилов и др., 1982). Напрашивается вопрос: а причем здесь α_0 – число анионов кислорода O^{2-} в единице объема? Анион кислорода O^{2-} – это главный образующий литосферу и, возможно, мантию химический элемент, формирующий их структурный каркас. По объему анионы кислорода O^{2-} занимают свыше 90% литосферы (см. табл. 1).

Это позволило В. М. Гольдшмидту назвать внешнюю оболочку Земли *кислородной*. Можно предполагать, что перестройка именно кислородного каркаса пород земных недр приводит к формированию мантии, внешнего и внутреннего ядер Земли.

Из табл. 1 видно, что в базальтах, гранитах и других изверженных породах анионы кислорода занимают объем от 90,13 до 92,11%. Объяснение этому дает кристаллохимия: атомы и ионы, слагающие минералы, заполняют объем кислородной ячейки по принципу плотнейшей шаровой упаковки. Величина ионных радиусов элементов, расположенных в системе Менделеева, уменьшается с уменьшением зарядов ионов в периоде и возрастает по вертикали таблицы

Таблица 1. Объемы, занимаемые главнейшими химическими элементами в породах литосферы, %
Table 1. The percentage of major chemical elements distributed in the lithosphere rocks, %

Элементы	Изверженные породы (по Гольдшмидту)	Граниты (по Заварицкому)	Базальты (по Барту)	Базальты – платобазальты Дели (по Барту)	Гранит докембрийский – Южная Норвегия (по Барту)	Изверж. породы (по Кларку, Вашингтон)
O	91,77	90,13	91,14	91,11	92,11	91,83
Si	0,88	0,93	0,71	0,70	0,92	0,83
Al	0,76	0,63	0,53	0,74	0,76	0,79
Fe	0,68	0,32	1,14	1,47	0,21	0,58
Mg	0,56	0,09	1,07	1,09	0,09	0,58
Ca	1,48	0,45	2,78	2,78	0,45	1,50
Na	1,60	1,43	1,38	1,28	1,75	1,64
K	2,14	3,24	1,17	0,70	3,68	2,19
Ti	0,22	0,01	0,07	0,12	0,02	0,05

Менделеева сверху вниз. Радиусы анионов, как правило, больше радиусов катионов (табл. 2).

Если элемент имеет и положительную и отрицательную валентности, то радиус катиона всегда меньше радиуса аниона. К главным элементам литосферы относятся: анион – O^{2-} , катионы – Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^{1+} , K^{1+} . У всех катионов (за исключением группы «больших» катионов – Ca^{2+} , Na^{1+} , K^{1+}) радиус значительно меньше радиуса иона кислорода, поэтому строение пород можно представить как плотнейшую упаковку кислородных анионов с намного меньшими по размерам катионами в промежутках. Что касается элементов Ca, Na, K, то занимаемый ими в породе суммарный объем пространства согласно табл. 1 составляет 4,76–5,88%.

Итак, в большинстве пород литосферы (без зон выветривания и седиментации) в равных объемах содержится приблизительно одно и то же количество анионов кислорода. Этот вывод верен лишь в первом приближении. Но на нем основан метод петрохимических пересчетов Т. Барта (Barth, 1948а,б). В дальнейшем автором настоящей статьи было установлено, что для кристаллических силикатных горных пород, наиболее распространенных в верхних частях Земли, число α_0 анионов кислорода O^{2-} в единице объема (был взят 1 см^3) связано с плотностью корреляционной линейной зависимостью (рис. 1, табл. 3).

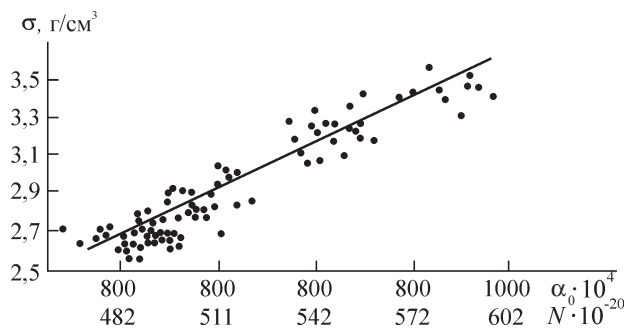


Рис. 1. Поле корреляции и прямая регрессии для минералогической плотности y в $г/м^3$ и числа α_0 анионов кислорода O^{2-} в 1 см^3 для кристаллических силикатов

Fig. 1. The correlation field and direct regression for mineralogical density y ($г/м^3$) and quantity α_0 of oxygen anion O^{2-} per 1 см^3 for crystal silicate rocks

Увеличение числа анионов кислорода в единице объема 1 см^3 – условного α_0 и абсолютного N – влечет за собой увеличение минералогической плотности y (минералогической называется плотность минерального скелета породы). Условное число анионов кислорода α_0 в 1 см^3 представляет собой коэффициент пропорциональности между грамм-атомами (молям) P химического состава породы и ее плотностью y в $г/см^3$:

$$y = \alpha_0 P. \quad (5)$$

Таблица 2. Ионные радиусы (Е) наиболее распространенных элементов земной коры

Table 2. The ion radius values (E) of the most wide-spread elements in the Earth's crust

Анионы					Катионы			
O^{2-}	S^{2-}	F^{1-}	Cl^{1-}	OH^{1-}	Si^{4+}	Al^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}
1,32	1,81	1,33	1,81	1,40	0,39	0,57	0,83	0,67
1,40	1,82	1,31	–	–	0,42	0,51	0,74	0,64
1,36	–	–	–	–	–	–	0,80	–

Катионы								
Ti^{4+}	P^{5+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Na^{1+}	K^{1+}	S^{6+}	Mn^{2+}	Ba^{2+}
0,64	–	0,73	1,06	0,98	1,33	0,34	0,91	1,34
0,62	0,35	0,66	0,99	0,97	–	0,29	0,80	–
–	–	0,74	1,04	–	–	–	–	–

Таблица 3. Диапазоны изменения условного α_0 и абсолютного N чисел анионов кислорода O^{2-} в единице объема 1 см^3 и минералогической плотности магматических и метаморфических горных пород

Table 3. The ranges of conventional α_0 and absolute N values of O^{2-} anions per 1 см^3 versus mineralogical density of magmatic and metamorphic rocks

Породы	α_0	$N \cdot 10^{-20}$	$\sigma, г/см^3$
Граниты	0,080–0,087	482–524	2,59–2,70
Липариты, кварцевые кератофиры	0,081	488	2,55–2,62
Гранодиориты*	0,078–0,082	470–494	2,64–2,77
Дациит	0,079	476	2,64
Диориты	0,080–0,083	482–500	2,71–2,85
Андезиты	0,077–0,082	464–494	2,65–2,88
Габбро, диабазы, долериты	0,080–0,088	482–530	2,84–3,18
Базальты	0,077–0,083	464–500	2,55–3,02
Перидотиты, пироксениты, гарцбургиты, дуниты и др.	0,081–0,090	488–542	2,88–3,34
Эклогиты	0,089–0,099	536–596	3,18–3,60
Гранаты	0,113–0,143	680–861	3,45–4,79

*Петроплотностные характеристики приведены на основе анализа небольшой выборки данных.

N вычисляется с помощью числа Авогадро $N_A = 6,022 \cdot 10^{23}$:

$$N = N_A \alpha_0. \quad (6)$$

На рис. 1 приведено поле корреляции значений плотности, условного α_0 и абсолютного N числа анионов кислорода в 1 см^3 . У эклогитов α_0 достигает величины 0,1. Эмпирическая зависимость имеет хорошо выраженный линейный характер. Она выведена на основе исследования небольшой по размерам выборки данных. Поэтому полученный коэффициент корреляционной зависимости $\Delta y / \Delta \alpha_0 = 50 \text{ г/см}^3$, или $\Delta \alpha_0 / \Delta y = 0,02 \text{ см}^3/\text{г}$, следует рассматривать как предварительный. Был разработан способ последовательного приближения к α_0 условно истинному для уточнения расчетной величины y , с помощью которого получена хорошая сходимость результатов (Ващилов и др., 1982; Ващилов, 1984). Приведем примеры. Расчет плотности гарцбургита № 136/6 (измеренная минералогическая плотность составляла $y_{\text{изм.}} = 2,98\text{--}2,99$) дал $\sigma_{\text{рас.}}^{(1)} = 2,84$ (первое приближение при $\alpha_0 = 0,0815$), а окончательное значение плотности в 8-м приближении $\sigma_{\text{рас.}}^{(8)} = 2,99$, т. е. совпадение полное; соответствующие значения для эклогита № 348: $y_{\text{изм.}} = 3,49$; $\sigma_{\text{рас.}}^{(1)} = 2,89$; $\sigma_{\text{рас.}}^{(21)} = 3,56$; для эклогита № 371 $y_{\text{изм.}} = 3,59$; $\sigma_{\text{рас.}}^{(1)} = 2,988$; $\sigma_{\text{рас.}}^{(15)} = 3,66$.

Очевидно большое информативное значение изучения плотности горных пород и глубинных образований для целей петрологической интерпретации. Определенную сложность в кристаллохимическую и петрологическую интерпретацию плотностных моделей Земли и, в частности, литосферы вносит перекрытие одних и тех же плотностных диапазонов магматическими и метаморфическими породами разного генезиса, что нередко связано с фазовыми переходами породообразующих минералов.

10. НАЗЕМНЫЕ И БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ПЛОТНОСТИ

Все методы расчета абсолютной плотности пород в земной коре и верхней мантии являются интерпретационными и опираются на измерения плотности горных пород на поверхности Земли или в самом поверхностном слое, в последнем случае – в скважинах, рудниках и шахтах. Такой подход к изучению плотности справедлив по отношению к планете Земля в целом, ее ядру и оболочкам (мантии, литосфере, астеносфере, земной коре). Точность расчета плотности и массы Земли не может быть выше точности, с которой определена гравитационная постоянная k . Заметим, что из всех фундаментальных физических постоянных константа притяжения k известна с наименьшей точностью.

Плотность однородных комплексов поверхностных пород в их естественном залегании наилучшим образом определяется путем гравиметрических измерений в подземных выработках и скважинах (Ващилов, 1964б; Ващилов и др.,

1982). В качестве примера в табл. 4 приводятся результаты измерения плотности горных пород и погрешности указанных определений при проведении гравиметрических наблюдений на угольных шахтах и на золотодобывающем руднике им. Матросова в Магаданской области. Обычно средняя плотность у крупных по размерам комплексов горных пород определяется посредством измерения плотности отдельных образцов. Ее величину используют для оценки горизонтальной контрастной плотности Δy на границе комплекса с соседним в целях увязки и сравнения с величиной интерпретационной контрастной плотности Δy . Такие оценки не всегда осуществимы по результатам измерения плотности образцов и часто непредставительны. Статистическая обработка результатов массовой интерпретации в разных регионах показывает, что средние значения интерпретационного скачка плотности Δy составляют несколько сотых г/см^3 (Ващилов, 1984).

Уловить такую разницу в плотности путем непосредственного измерения образцов для толщ горных пород многокилометровой вертикальной мощности и еще больших горизонтальных размеров очень трудно, если вообще возможно. Необходимо набор статистически удовлетворительного количества образцов, который в практике плотностных исследований часто реализуется недостаточно геологически квалифицированным персоналом, допускающим ошибки в идентификации петрологического типа пород. (В работе Ю. Я. Ващилова, Т. П. Зимниковой, Н. А. Шило (1982) использовались значения плотности тех магматических и метаморфических пород, для которых был сделан химический анализ.) По той же причине в статистическую выборку часто попадают легко отбираемые в полевых условиях малоплотные *выветрелые* разности магматических и метаморфических образований. Для слабодиагенезированных осадков возникают проблемы влияния естественной обводненности породы на ее плотность при лабораторных измерениях. Перечень сложностей, которые сопровождают использование в практике интерпретации данных денсиметрического измерения плотности, можно продолжить.

При исследовании плотности глубинных магматических и метаморфических пород наиболее показательными представляются результаты определения минералогической плотности y . Как указывалось, минералогической называется плотность минерального скелета породы без пор и их флюидного заполнения. Минералогическая плотность определяется пикнометрическим способом, причем изучаемая порода предварительно истирается в порошок для целей силикатного анализа. Некоторые результаты обобщения данных о минералогической плотности силикатных кристаллических горных пород и граната приведены в табл. 3.

Таблица 4. Плотность пород по гравиметрическим наблюдениям в горных выработках, г/см³
 Table 4. Rock density by on-site gravimetric studies, g/cm³

Толща и ее литологический состав	Возраст	Местоположение	Плотность по наблюдениям в шахте	Абс. ошибка определения	Плотность по денсиметрическим данным
Осадочная толща, составленная песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами	K ₂	Аркагалинская впадина, шахта № 6/7	2,43	0,04	2,48
Осадочная толща, составленная песчаниками, аргиллитами, углями, песчано-галечными отложениями, прослоями и линзами льда	K ₂	Аркагалинская впадина, шахта № 10	2,40 (2,47)*	0,01	2,39
Метаморфизованные глинистые и туфогенные сланцы, рудная зона	P ₂	Рудник им. М атросова: поверхность – горизонт 750 м, поверхность – горизонт 700 м, горизонты 700–750 м	2,69 (3,00) 2,69 (2,98) 2,70 (2,97)	0,02 0,01 0,01	2,71–2,70

* В скобках указано значение плотности, рассчитанное без учета поправки за рельеф дневной поверхности.

11. ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ПЛОТНОСТИ ρ В ЛИТОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОНТРАСТНОЙ ПЛОТНОСТИ $\Delta\rho$

Автором предложены и реализованы на практике два подхода и их сочетание к вопросу определения абсолютной плотности ρ пород в литосфере на основе интерпретационных значений контрастной плотности $\Delta\rho$ в горизонтальном направлении. Они основываются на представлениях о преимущественно блоково-слоистой структуре литосферы и блоковой природе литосферных источников аномалий силы тяжести. Первый подход эксплуатирует идею существования блоков – плотностных реперов, плотность которых известна на поверхности и предполагается неизменной или слабоменяющейся с глубиной. Глубина нижних ограничений таких блоков ρ определяется количественной интерпретацией аномалий силы тяжести. Обычно эта методика успешно используется для изучения верхов земной коры. Второй подход заключается в расчете вертикального градиента плотности с использованием интерпретационного скачка плотности $\Delta\rho$ в горизонтальном направлении и таких же глубин верхнего ρ и нижнего ρ ограничений плотностных неоднородностей-блоков. Вертикальный градиент используется для изучения плотностного разреза всей литосферы. Рассчитав и построив хотя бы в одной точке изучаемого региона график изменения плотности ρ в литосфере, эти значения ρ можно распространить на весь регион от исходной плотностной неоднородности в форме блока к остальным блокам, используя интерпретационные латеральные контрастные значения плотности $\Delta\rho$. Возможность такого переноса основывается

на той особенности НИГ, что интерпретация аномалий силы тяжести носит массовый, сплошной характер. Интерпретируются практически все аномалии силы тяжести, источником которых являются плотностные неоднородности в форме блоков с квазивертикальными боковыми ограничениями. Как указывалось в статье 1, для каждой пары контактирующих блоков разной глубинности вычислялась величина скачка плотности в горизонтальном направлении – контрастная плотность $\Delta\rho$. Если в каком-то блоке на определенной глубине известна абсолютная плотность ρ , то от блока к блоку с помощью скачков плотности $\Delta\rho$ ее можно передать на всю территорию или акваторию исследования на этой же глубине.

Метод плотностных геологических реперов-блоков реализован в нескольких вариантах (Вашилов, 1964а; Вашилов и др., 1982). В качестве реперов выбирают блоки, характеризующиеся плотностью: 1) неизменной или слабоменяющейся с глубиной; 2) меняющейся по известному, предполагаемому или выявленному закону; 3) не превосходящей у основания блока какой-то предельной величины.

Примерами блоков *первого типа* являются батолитоподобные гранитные массивы типа мезозойских (северо-восток России) и рифейских (Енисейский кряж). Плотность «гранитных» реперов не более 2,70 г/см³. Плотность гранитоидных массивов амаеллитов и гранодиоритов может достигать 2,72–2,74 г/см³. Глубина нижних ограничений гранитоидных блоков обычно не превышает 10–15 км. Указанный подход как наиболее надежный и точный при определении плотности глубинных образований широко использовался автором и его коллегами при построении плотностных моделей верхов земной коры

на северо-востоке России, на Енисейском кряже, на шельфе Восточно-Сибирского моря (Ващилов и др., 1979, 1982, 2003а). Реперные блоки, образованные отложениями верхоянского комплекса плотностью $2,66\text{--}2,70\text{ г/см}^3$, использовались для оценки плотности блоков эффузивно-осадочных пород (мощность 2–3 км) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ващилов, 1964а). В качестве реперных на разрезе в бассейне рр. Колыма и Индигирка (Шило и др., 1978) были взяты блоки метаморфических сланцев основного состава в глаукофансланцевой и зеленосланцевой фациях метаморфизма, датируемые на поверхности как рифей-раннепалеозойские, и магматических образований основного состава юрско-мелового возраста, уходящие на глубину до 24 км. Их плотность по определениям на образцах ($2,9\text{--}3,0\text{ г/см}^3$) была принята как плотность «базитового» и «базит-гипербазитового» слоев.

Закон увеличения с глубиной плотности реперных блоков *второго типа*, образованных осадочными породами, задается эмпирическими формулами, полученными при анализе керна разнообразных по литологии осадочных толщ. Экстраполяция на глубину плотности осадочных пород Кавинско-Тауйской впадины вблизи г. Магадана, где плотность керна определена для 1,5-километровой колонки (Шило и др., 1976), выполнялась по формулам, предложенным в работе М. Л. Озерской и С. Г. Семеновской (1972). Абсолютные значения плотности слабодиагенезированных меловых и кайнозойских осадочных образований, выполняющих Марковскую впадину (Чукотка), вычислялись на основе эмпирических зависимостей, обобщенных в работе Б. С. Вольвовского и др. (1977). Поскольку рассматриваемый район слабо изучен бурением, была использована формула, полученная автором в результате своеобразной экспертной оценки всех выражений в указанных выше работах:

$$y = 2,74 - 0,9 \cdot e^{-0,44H}, \quad (7)$$

где $2,74\text{ г/см}^3$ – максимальное значение плотности осадочных толщ после закрытия пор (исключая карбонатные породы); H – глубина, км.

Примерами реперных блоков *третьего типа*, характеризующихся некоторыми предельными значениями плотности пород у их основания, кроме гранитных массивов, являются некоторые массивы, сложенные породами основного – ультраосновного состава типа Усть-Бельского на Чукотке, который представляет собой выступ «базит-гипербазитового» слоя. Значение предельной плотности на глубине около 15 км (основание блока) предположительно принято равным максимальной плотности габбро – $3,05\text{ г/см}^3$.

Наиболее важным для региональных плотностных исследований литосферы на северо-востоке и Дальнем Востоке России было ее плотностное зондирование методами *первого типа* на примагаданском отрезке Генерального разлома Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ГР ОЧВП)

по результатам интерпретации связанных с этим разломом региональных аномалий силы тяжести (Ващилов, 1984, 1987). Рассчитывались глубина заложения вертикального разлома (около 100 км), полностью пересекающего литосферу, и горизонтальные скачки плотности Δy .

Относительно происхождения горизонтального скачка плотности Δy на ГР ОЧВП сформулированы и обоснованы следующие постулаты. Скачок плотности в горизонтальном направлении Δy возник в результате вертикального смещения по разлому его северного и южного крыльев. До образования разлома (в раннем мезозое?) крылья были частью единого литосферного блока. Кроме того, предполагается, что в первом приближении плотность земной коры и литосферы увеличивается с глубиной по кусочно-прямолинейному закону и в целом не имеет в данном районе интерпретационно заметных инверсий плотности. Горизонтальный скачок плотности Δy – контрастная плотность – возникает на рассматриваемом звене ГР ОЧВП при вертикальном перемещении разорванных разломом частей блока и будет тем больше, чем больше амплитуда вертикального перемещения ΔH . На участках вертикального разреза литосферы с линейным законом увеличения плотности с глубиной вертикальный градиент изменения плотности grad_y вычисляется по формуле

$$\text{grad}_y = \Delta y / \Delta H. \quad (8)$$

Амплитуда перемещения ΔH – наиболее слабое место в расчетах и построении графика изменения плотности в литосфере. Автор определял амплитуду ΔH двумя независимыми способами – на основе самых общих геологических построений и тектонической гипотезы эволюции региона и по амплитуде смещения поверхности M на сейсмическом разрезе по профилю г. Магадан – пос. Усть-Среднекан (Давыдова и др., 1964). И тот, и другой способы привели автора к одному выводу – амплитуда перемещения составляет примерно 6–7 км. На этой основе был построен график изменения плотности в литосфере (рис. 2). В настоящее время автор располагает новыми материалами о глубине поверхности M к северу и к югу от ГР ОЧВП, и вопрос об амплитуде ΔH вертикального перемещения по ГР пересматривается, причем с позиции более точной интерпретации региональной аномалии.

Глубины верхних ограничений η региональных плотностных неоднородностей – блоков Генерального разлома ОЧВП – составляют первые единицы километров и располагаются вблизи поверхности, где известны средние абсолютные значения плотности геологических образований с высокой – до нескольких сотых г/см^3 – точностью (Кабак, 1988). Они стали отправными для экскурса в глубь литосферы.

График изменения плотности в литосфере на рис. 2 демонстрирует следующие далеко не общепринятые в геофизике особенности.

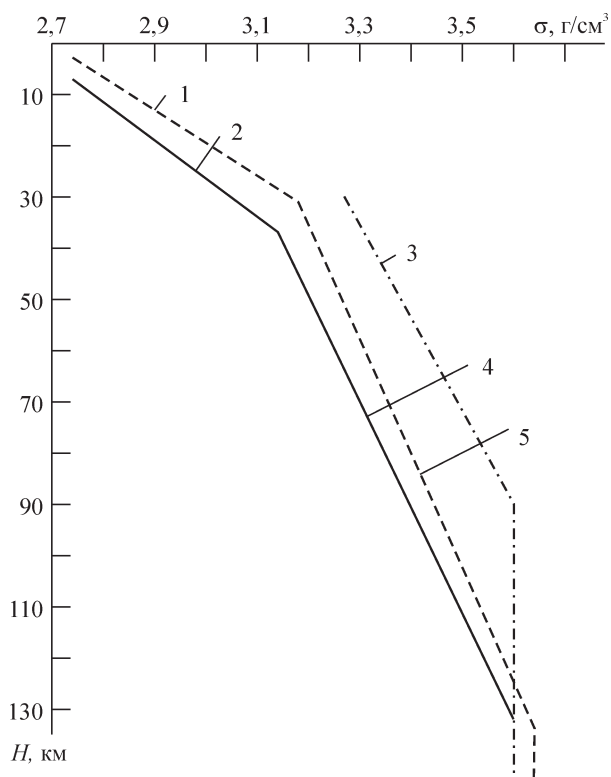


Рис. 2. Зависимость плотности пород σ от глубины H литосферы Охотоморского и континентального блоков Примагаданья: 1, 5 – график $\sigma = f(H)$ для Охотоморского блока; 2, 4 – график $\sigma = f(H)$ для континентального блока; 3 – график $\sigma = f(H)$ по Ф. Прессу (Press, 1970)

Fig. 2. The rock density σ versus the lithosphere depth H for the Okhotsk Sea and continental blocks (the OCVB near Magadan): 1, 5 – the graph $\sigma = f(H)$ for the Okhotsk Sea block; 2, 4 – the graph $\sigma = f(H)$ for the continental block; 3 – the graph $\sigma = f(H)$ by F. Press (1970)

Во-первых, в литосфере и земной коре плотность пород на горизонтальных границах расслоения меняется не скачкообразно. Отдельные из указанных границ ведут себя как границы 2-го рода, на других каких-либо заметных изменений плотности с глубиной не наблюдается вообще (напомним, что границами расслоения 2-го рода называются границы, на которых скачком меняется не величина физического свойства вещества, например, плотности или скорости, а вертикальный по отношению к указанной границе градиент физического свойства, т. е. в нашем примере величины $\Delta\rho/\Delta H$ и $\Delta V/\Delta H$). Горизонтальные границы расслоения в низах литосферы и, вероятно, во всей мантии представляют собой границы 2-го рода (точнее, не границы, а достаточно мощные зоны перехода), разделяющие слои с мало-различимой акустической жесткостью ρV для сейсмических волн длинноволнового спектра. Именно такие волны способны достичь больших глубин в Земле. Поэтому сейсмическими методами отраженных волн выделение таких горизонтальных границ расслоения затруднительно. Исследование рефрагированными волнами также не дает

удовлетворительного результата. Такая проблема не возникает при изучении строения литосферы методами НИГ. Нижние ограничения крупнейших плотностных неоднородностей-блоков нередко прослеживаются глубже поверхности M , вплоть до кровли астеносферы (Вашилов, 1970, 1984, 1987).

Утверждение А. Е. Рингвуда, что скачок плотности кора – верхняя мантия составляет $0,38–0,42 \text{ г/см}^3$ (1981. С. 76), основано на постулатах теории изостазии, которые следует пересмотреть. На базе результатов НИГ возможны примерные оценки скорости в литосфере (значения которых не следует преувеличивать) и, главное, оценки вертикального градиента скорости $\Delta V/\Delta H$. Использование указанной величины может привести к существенному изменению подходов к интерпретации сейсмических данных, заменив $V_{\text{эф}}$ (среднюю скорость рефрагированных или отраженных волн в перекрывающей среде, вычисленную при некоторых предположениях) на скорость, которая изменяется с глубиной по кусочно-линейному закону. Слаборазличимая акустическая жесткость ρV пород выше и ниже поверхности M на участках земной коры с гипертрофированным по мощности базитовым слоем (до 30 км и более) создает значительные трудности при выделении подошвы коры. Такие трудности для сейсмических методов возникают на акваториях морей и океанов с корой, переработанной процессами базификации.

Во-вторых, для горизонтальных границ расслоения литосферы по гравиметрическим и сейсмическим данным характерна фрагментарность, прерывистость в распространении (Вашилов, 1984; Bortfeld et al., 1985). Указанное обстоятельство тоже может служить причиной кусочно-прямолинейного характера графика увеличения плотности с глубиной на рис. 2 без скачкообразного изменения ρ на границах расслоения. В принципе график представляет собой обобщенное отражение имеющейся информации о плотности литосферы на данном участке ГР ОЧВП. С другой стороны, прерывистое распространение отражающих и преломляющих границ раздела может указывать на блоковый характер структуры с сопутствующими различиями физических свойств.

В-третьих, график не отражает возможную инверсию плотности с глубиной, факт которой установлен при бурении Кольской сверхглубокой скважины (Кольская....., 1984) для 12-километровой части разреза. Он может просто сглаживать эти инверсии, которые следует рассматривать как аномальное явление частного порядка на фоне общего увеличения плотности с глубиной. Кроме того, инверсии плотности и скорости, существующие на глубине до 12 км в течение сотен миллионов лет в пределах Балтийского щита, могут отсутствовать в районах, подвергшихся мезозойской тектоно-магматической активизации. Тектоно-магматическая активизация сопровождается ликвидацией или существенным уменьшением контрастности всевозможных

инверсий плотности в разрезах коры и мантии. На северо-востоке России позднемезозойская тектоно-магматическая активизация привела к возникновению соответствующих по возрасту проявлений гранитоидного магматизма. «Кислое вещество», из которого образовались массивы юрско-мезозойских гранитов, адамеллитов, гранодиоритов, получилось за счет процессов анатексиса и палингенеза, которым подверглись захороненные палеозойские и рифейские гранитоидные массивы и «кислые» породы архея и протерозоя. Петрологическая сущность этого процесса – базификация. На тех глубинах (около 15–20 км), откуда гранитоидный материал переместился к поверхности и сформировал крупные позднемезозойские гранитоидные тела, оказались породы более основного состава, чем те, которые были до активизации. Проявление гранитоидного магматизма на поверхности – признак одновременных с поверхностной гранитизацией процессов базификации на глубине. В принципе структурно-вещественная эволюционная регуляризация твердой Земли сопровождается уменьшением и даже исчезновением латеральных аномальных особенностей строения, включая аномальные неоднородности плотности, скорости, плавкости и других физических свойств, т. е. зон вертикальной инверсии физических свойств.

К графику на рис. 2 привязаны плотностные горизонтальные срезы и вертикальные разрезы всей огромной территории северо-востока России и частично Дальнего Востока и некоторых примыкающих участков шельфа. На его основе и с помощью табл. 5 на разрезах литосферы этих регионов устанавливается природа квазигоризонтальных границ расслоения. Количество и глубина границ определяются по результатам расчета глубины верхних и нижних ограничений плотностных неоднородностей-блоков, статистического анализа результатов интерпретации, графика плотности пород литосферы на рис. 2 и табл. 5. Табл. 5 составлена путем анализа и обобщения данных о плотности разнообразных горных пород разных районов мира, включая изложенные выше результаты и табл. 3.

Скорость в табл. 5 рассчитана по одной из формул пересчета скорости V в плотность ρ и

преобразованной для расчета скорости V по плотности ρ (Ващилов, 1993):

$$V = 4,17 \cdot \rho - 5,46. \quad (9)$$

«Гранитный» слой, расположенный выше кровли базитового слоя, не рассматривается буквально как образованный гранитоидами (Белоусов, 1976). Его петрологический состав самый пестрый из всех слоев литосферы и включает в себя породы от гипербазитов и эклогитов до гранитов, кислых эффузивов и осадочных пород чехла. Преобладающими в составе кристаллических пород «гранитного» слоя могут быть магматические формации от диоритового ряда до более кислых. Характерной особенностью развитого «гранитного» слоя является присутствие в нем больших объемов гранитоидных пород.

Плотностным 3-мерным (3D) моделям литосферы, представленным на северо-востоке России, Дальнем Востоке, о. Сахалин, на шельфах Восточно-Сибирского моря и Примагаданском шельфе Охотского моря и в других местах в виде систем вертикальных разрезов и горизонтальных срезов (система срезов образует собой томографическое изображение результатов), была дана ориентировочная петрологическая интерпретация (Vashchilov, 1994; Ващилов, 1993, 1995; Ващилов и др., 2003а; Кабак, 1988, 1993; Ростова, 1983). Петрологическая интерпретация в указанных работах сама по себе неоднозначна и имеет достаточно огрубленный характер, особенно для глубоких горизонтов литосферы. Но на современном уровне знаний о глубинной петрологии она вполне состоятельна.

12. ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ – АНАЛИЗ ПРЕИМУЩЕСТВ И НЕДОСТАТКОВ

Впечатление такое, что результаты глубинных сейсмических исследований литосферы, главным образом, ее верхней части – земной коры, рассматриваются многими геологами как нечто абсолютное, как истина в последней инстанции. Такое понимание роли ГСИ проистекает от ощущения безальтернативности сейсмометрии в изучении глубинного строения, в то время как уже давно существуют независимые и самодостаточ-

Таблица 5. Положение поверхностей расслоения литосферы в плотностном разрезе

Table 5. The position of the lithosphere layering surfaces over a density section

Поверхность расслоения и ее индекс	Диапазон изменения плотности пород вблизи границы расслоения, г/см ³	Расчетная скорость сейсмических волн, км/с
Кровля базитового слоя Б	2,85–2,90	6,4–6,6
Поверхность внутрибазитового слоя Б ₁	2,88–2,95	6,5–6,8
Кровля базит-гипербазитового слоя М ₁	2,96–3,05	6,9–7,3
Поверхность внутри базит-гипербазитового слоя М ₂	3,01–3,13	7,1–7,6
Поверхность Мохорвичича (М)	3,12–3,23	7,5–8,0
Подкоровая поверхность П ₁	3,21–3,27	7,9–8,2
То же, П ₂	3,28–3,34	8,2–8,5
То же, П ₃	> 3,35	> 8,5

ные методы НИГ. В статье 1 и в данной работе были рассмотрены некоторые интерпретационные проблемы ГСИ. В этом разделе вопросы геолого-геофизической эффективности ГСИ, их преимущества и недостатки в сравнении с методами НИГ предстанут в кратком обобщенном виде.

Интерпретационный процесс в геофизике заключается в решении обратной задачи и в проверке правильности ответа путем решения прямой задачи. Напомню, что обратной задачей геофизики называется расчет по геофизическим полям и наблюдениям информации о структуре, петрологии, механических и физико-химических свойствах пород, слагающих недра твердой Земли. Решением прямой задачи называется расчет по полученной в результате решения обратной задачи или заданной модели распределения механических и физико-химических свойств твердой Земли теоретических геофизических полей и других измеряемых исходных геофизических параметров. Решение обратной кинематической задачи сейсмических исследований с искусственными и естественными источниками колебаний, так же как и решение любой обратной задачи по экспериментальному материалу, неоднозначно и во многом зависит от справедливости априорно выбранной общей модели строения литосферы или ее верхней части – коры, что до конца не освоено массовым сознанием геологов и геофизиков. Но в любом случае оно обязано подтверждаться прямыми расчетами геофизического эффекта для реальных 3-мерных (но не 2-мерных!) моделей структуры. Широкое обсуждение таких проверок результатов интерпретации ГСИ в публикациях отсутствует.

Выбор априорной модели – вопрос концептуальный, и его разрешение представляет собой перманентный научный процесс последовательных приближений и отступлений в познании истинной структуры литосферы с привлечением всего арсенала геолого-геофизических подходов к данному вопросу. Чем ближе к истинным намечены общие черты структуры литосферы – ее

общая принципиальная модель, принятая интерпретатором, тем ближе к истинному будет получаемый интерпретационный сейсмический ответ. В рамках такого подхода сейсмические структурные построения в главном не должны выходить за пределы гравиметрических плотностных контуров структуры, полученных в результате интерпретации, отвечающей необходимому условию истинности (см. статью 1). Пока единственной 3М плотностной моделью литосферы, отвечающей необходимому условию истинности, является блоково-слоистая.

Неоднозначность решения обратной кинематической задачи ГСИ проявляется в том, что при интерпретации одних и тех же сейсмограмм можно получить принципиально различающиеся модели строения коры. Так, на профиле ГСИ в Германии DEKORP 2-South (Bortfeld et al., 1985) построены 2 альтернативных структурно-тектонических варианта разреза коры – с одной стороны, коры с квазигоризонтальными и наклонными границами, структура которой сформировалась под воздействием сил сжатия (см. рис. 3), с другой – коры растяжения с преобладанием квазивертикальных границ (рис. 4). Разрез земной коры по профилю DEKORP 2-South составлен в результате ГСИ методами квазивертикальных отражений и широкоугольной (обычной) отражательной сейсмометрии со взрывными источниками возбуждения. Скоростные характеристики среды получены путем применения методов широкоугольной сейсмометрии и элементов 3-мерных сейсмических исследований.

О примерах построения различных вариантов разреза по профилю ГСЗ г. Волгоград – г. Нахичевань говорилось в статье 1. Относительно реальности структурной картины на указанном и других разрезах по данным ГСЗ, выполненных до 80-х гг. прошлого столетия, существует весьма критическая точка зрения В. Е. Диброва с соавторами (1976), которые считали, что многослойные модели земной коры, состоящие из достаточно мощных слоев, скорость которых увеличивается с глу-

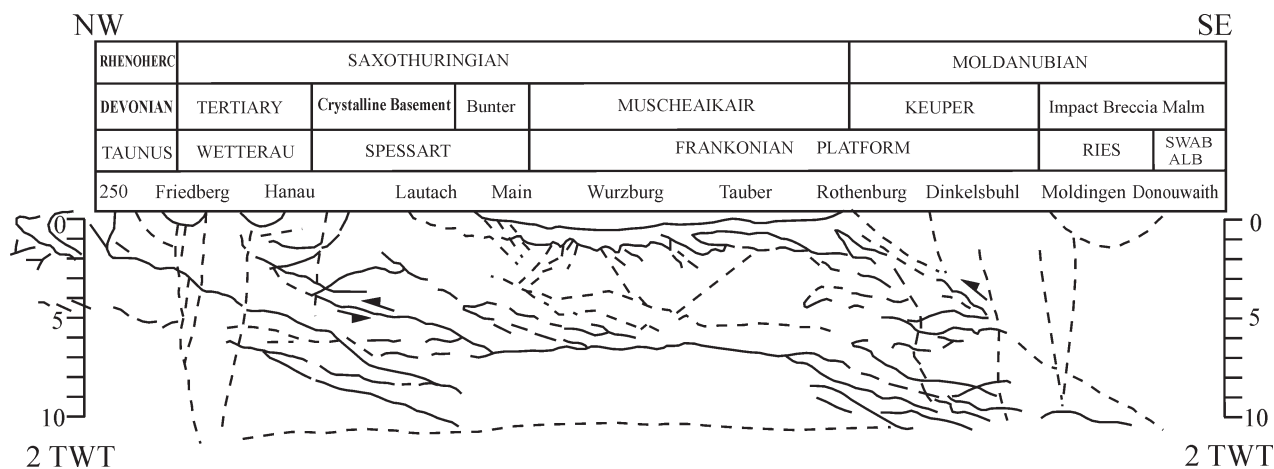


Рис. 3. Структурная модель вдоль профиля DEKORP 2-S, основанная на надвиговой концепции (Bortfeld et al., 1985. Fig. 26)

Fig. 3. Structure model along profile DEKORP 2-S, based on thrust conception (Bortfeld et al., 1985. Fig. 26)

биной (например, разрезы Копет-Даг – Аральское море, Атрек – Сагыз, Волгоград – Нахичевань), не удовлетворяют первичным экспериментальным данным и являются результатом некорректной интерпретации. Они отмечали, что по одним и тем же экспериментальным данным ГСЗ разными авторами в разные годы получены сейсмические разрезы, существенно отличающиеся друг от друга, и что ГСЗ дают всего лишь сейсмические модели глубинного строения, а не истинную структуру. Подобный критический, но объективный подход демонстрируют многие специалисты в области ГСЗ, геофизики и геологи (Сейсмические..., 1980; Павленкова, 1981; Леонов, 1993; и др.).

После обнаружения зоны инверсии плотности и скорости на 12-километровом разрезе Кольской сверхглубокой скважины (Кольская....., 1984) стали модными при проведении ГСИ априорные модели с инверсией скорости в самых верхах коры – до 10–15 км (см. разд. 11). По А. В. Егоркину, Н. И. Павленковой, Ю. Г. Юрову, инверсия скорости обнаруживается по разрывам годографов первых волн и появлениям «зон тени» на их амплитудных графиках (Сейсмические..., 1980. С. 25). Но использование этого признака как обоснования выделения зон инверсии в работах, посвященных ГСИ, встречается нечасто.

Чтобы не поддерживать неуместную эйфорию относительно возможностей и точности ГСИ, необходимо выдавать многовариантную интерпретацию результатов ГСИ при условии, что не существует объективных причин (в каждом конкретном случае их следует называть), которые позволяют предпочесть лишь один из вариантов. К таким основаниям нельзя отнести соответствие модели глубинной структуры по данным ГСИ господствующим в определенные моменты времени тектоническим концепциям, меняющимся без достаточных на то оснований на противоположные с пугающей быстротой даже при жизни одного поколения. Именно глубокое взаимопрод-

никновение в существо геологических и геофизических интерпретационных проблем может придать научно обоснованную стабильность геологическим гипотезам, причем легче всего понять друг друга геофизикам разной специализации. Изначальная приверженность интерпретаторов ГСИ к одной из моделей структуры предопределяет направленность, тенденциозность интерпретации при сложной работе над первоисточником информации – сейсмограммами, когда изучается природа волн, в том числе и тогда, когда указанная работа поручена компьютеру.

Для решения обратных кинематических и динамических задач ГСИ существует обширный теоретический интерпретационный аппарат. Многие интересные теоретические способы интерпретации, включая способы определения скорости, на практике часто не поддаются реализации. Например, метод Чибисова, который представляет собой разведочную модификацию сейсмологических методов Вихерта и Герглота, нелегко использовать из-за проблем, которые возникают при выделении на сейсмограммах необходимых для интерпретации этим способом начальных точек первых вступлений (их положение, как правило, не устанавливается) и невыполнимости условия однородности среды. Сейсмограммы из-за обилия сейсмических волн часто имеют столь сложный вид, что определение природы волн становится неоднозначным и часто просто невозможным. Годографы, составленные по результатам первичной обработки сейсмограмм для волн заведомо разной природы – однократно и многократно отраженных, отраженно-преломленных и рефрагированных и т. д., на больших расстояниях от пункта возбуждения колебаний практически не различаются между собой. Картина квазивертикальных отражений искажается многочисленными дифракциями, не допускающими применения методов интерпретации геометрической сейсмологии, наложением рефрагированных волн, боковыми отражениями соседних неоднородно-

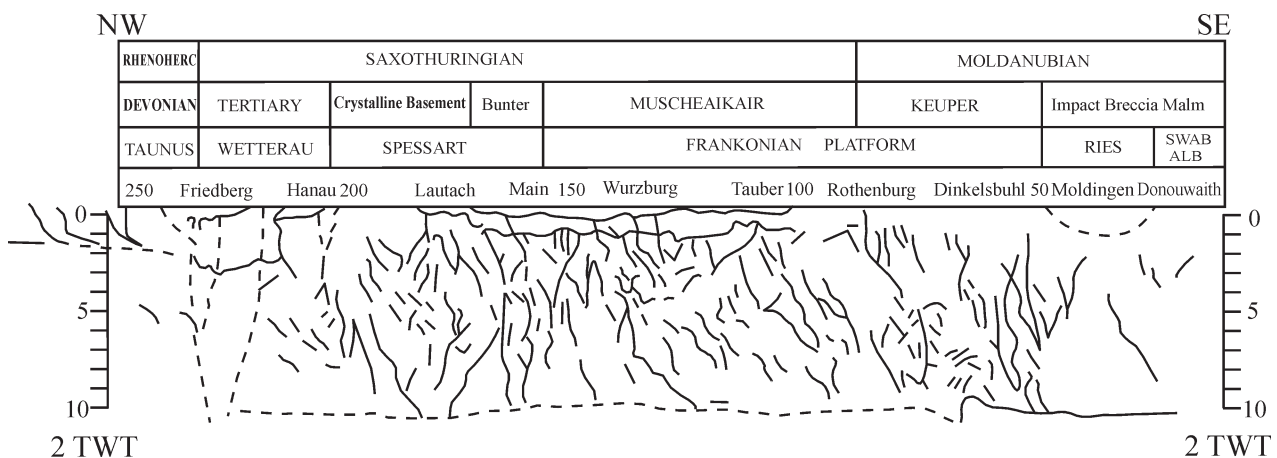


Рис. 4. Альтернативная структурная модель вдоль профиля DEKORP 2-S, основанная на концепции растяжения (Bortfeld et al., 1985. Fig. 27)

Fig. 4. Alternative structure model along profile DEKORP 2-S, based on extensional conception (Bortfeld et al., 1985. Fig. 27)

стей и латеральными изменениями среды. Снятие влияния точек дифракции значительно проясняет картину отражений (Bortfeld et al., 1985).

Влияние латеральных неоднородностей на конечные результаты при проведении обычных 2-мерных профильных ГСИ столь велико, что они могут коренным образом исказить действительную структурную картину. Исследования по программе DEKORP 2-S показали, что при смещении в сторону от основного профиля на 8 км вид сейсмограммы полностью меняется (Bortfeld et al., 1985). Чем больше расстояние между источниками возбуждения колебаний и сейсмоприемниками, тем, очевидно, более неоднородной будет геологическая среда. Влияние неоднородности компенсированно снижается за счет увеличения длины волн, принимаемых сейсмоприемниками на большом удалении от пункта взрыва. В среде, осложненной резкими неоднородностями структуры и акустической жесткости, минимальное время пробега сейсмического возмущения будет достигаться не строго вдоль плоскости вертикального разреза прямолинейного профиля ГСИ, а по некоему пути в виде 3-мерной кривой. Только ГСИ в 3-мерном варианте страхуют интерпретатора от грубых ошибок при структурной интерпретации. В качестве примера 3-мерных глубинных сейсмических исследований можно назвать работы в Германии по проекту DEKORP 4/KTB (DEKORP....., 1988).

«Проблема скорости» при решении обратных задач ГСИ является первостепенной. Многовариантность получаемых с помощью ГСИ конкретных моделей структуры и интерпретационная проблема скоростей взаимосвязаны. Как указывалось, интерпретационное определение скорости не только неоднозначно, но и не всегда возможно. Нередко при интерпретации ГСИ скорость выбирается путем экспертной оценки и договоренности опытных интерпретаторов. О физической и математической строгости такого подхода нельзя говорить всерьез, и потому построенные на этой скоростной основе структурные разрезы следует рассматривать как информацию полукачественного-полуколичественного характера. Зарубежные исследователи, как правило, ставят проблему определения скоростей на первое место, с завидной основательностью занимаются ею в каждом конкретном случае ГСИ, выполняют дополнительные специальные сейсмические работы для изучения скоростного разреза, анализируют в публикациях первичный материал – сейсмограммы. Такое тщательное и детальное рассмотрение задачи определения скорости не часто встретишь на страницах советской и российской геофизической литературы, где преобладает не конкретный, а статистический, обобщающий подход к указанной проблеме. И это объяснимо – на территории и в акваториях бывшего СССР количество и масштабы ГСЗ, в том числе уникальных, впечатляют.

Проверка справедливости использованного метода решения обратной кинематической задачи в ГСИ, как и в других методах геофизики, осу-

ществляется решением прямой задачи. Проверка путем решения прямой задачи упомянутых в работе В. Е. Диброва с соавторами (1972) сейсмических разрезов показала, что во всех случаях наблюдаются большие и систематические расхождения наблюдаемых и рассчитанных по этим разрезам времен регистрации сейсмических волн, несоответствие первичных сейсмических данных и результатов их интерпретации. Простейший прием решения прямой задачи в сейсмометрии заключается в расчете времен первых вступлений волн для 2-мерной модели структуры. Но моменты первых вступлений на практике часто устанавливаются с большими затруднениями. Кроме того, 2М модель абстрактна, и решение прямой задачи не даст ответа на вопрос о справедливости структурных построений. Составление в будущем 3М моделей глубинной структуры по данным площадных ГСИ создаст возможность для проверки структурного решения на выполнение необходимого условия истинности решения обратной задачи сейсмометрии с наперед заданной точностью, подобно необходимому условию для гравиметрии, изложенному в статье 1. В сейсмометрии уже давно реализуются и иные, более сложные подходы к решению прямой задачи в виде составления синтетических сейсмограмм для заданных моделей строения (см. для примера работы (Павленкова, 1981; Brittan, Warner, 1997), реализация которых позволит учесть «динамический» аспект проблемы.

Существенное положительное свойство ГСИ – возможность самопроверки полученных структурных решений слабо зависимыми между собой или вообще независимыми модификациями ГСИ – методами преломленных, отраженных, рефрагированных, обменных и т. д. волн. На территории бывшего СССР выполнено достаточное количество таких сравнений. Довольно часто эти сравнения выливаются в критику КМПВ – корреляционного метода преломленных волн. И. В. Померанцева и А. Н. Мозженко (1977) указывают, что амплитуда Западно-Кубанского прогиба составляла 12 км по данным КМПВ, а по уточненным данным метода обменных волн со станцией «Земля» – 20 км. В Прикаспии поверхность фундамента по данным обменных волн располагается на 4–5 км глубже, чем по данным КМПВ. Точность определения глубин с помощью станции «Земля» оценивается около 8–10%. Статистический набор данных для обменных волн PS позволяет, по мнению авторов, сократить погрешность при определении глубины границы М до 1% (!?), кровли базитового слоя – до 3%, поверхности кристаллического фундамента – до 5%! И. И. Гурвич также полагает, что точность определения глубин границ и скорости с помощью МПВ невелика и погрешность определения $V_{эф.}$ в МПВ составляет 20–25% (Гурвич, 1970). Он указывает, что скорость среды по данным МОВ рассчитывается надежнее, чем по МПВ. Кроме того, преломленные волны от поверхности М фиксируются примерно в 180–200 км от пункта взрыва, что существенно сужает его возможности при изучении глубинного стро-

ения, например, если ГСИ выполняются от морского побережья в глубь суши. Таким является профиль ГСИ 2-ДВ, протягивающийся от г. Магадана на северо-восток (Бялобжеский и др., 2005). Этот недостаток не свойствен исследованиям методом квазивертикальных отраженных волн и широкоугольных (обычных) отражений (за рубежом последние часто используются и для изучения скоростного разреза). Относительная погрешность определения глубины поверхности основания осадочного чехла такими методами при проведении сейсмических работ по проекту DEKORP 4/КТВ в Германии не больше 10% (DEKORP....., 1988). Но при использовании сверхмощных взрывов, количество которых ограничено, как это было в СССР при исследованиях структуры коры и литосферы вдоль длинных тысячекilометровых профилей во второй половине XX в., без привлечения МПВ не обойтись. Следует отметить удовлетворительное совпадение глубин границ расслоения литосферы на Западно-Сибирской низменности, полученных по данным ГСЗ и по более ранним расчетам по гравиметрическим данным НИГ, сделанным автором (Вашилов, 1970, 1971).

Одна из дискуссионных проблем ГСЗ – это вопрос о природе высокоскоростных последующих волн, не согласующихся с первыми вступлениями (Павленкова, 1981). Речь идет о появлении на сейсмограммах волн с очень большими кажущимися скоростями, следствием чего стало выделение на некоторых разрезах в верхах коры петрологически трудно интерпретируемых слоев со скоростью 6,2–7,2 км/с, а в верхах мантии – 8,5–9,5 км/с.

Обобщение результатов ГСЗ позволило выявить ограниченное количество опорных волн, которые рассматриваются как признак довольно устойчивых сейсмических границ типа поверхностей, отделяющих осадочный чехол от консолидированного фундамента и кору от верхней мантии. Но на разрезах ГСЗ встречается большое число протяженных границ раздела, часть из которых, по-видимому, в действительности не существует.

Линии ГСИ довольно часто проходят по аномальным структурным зонам – по зонам разломов. В слабо освоенных людьми среднегорье и высокогорье и даже на равнинных территориях измерительные линии и профили ГСИ из-за громоздкости сейсмической аппаратуры располагаются вдоль дорог, которые следуют долинам рек. В горах трассы дорог пересекают хребты в пониженных их частях – на перевалах. Рула рек и перевалы как морфологические понижения в горной цепи тяготеют к зонам разломов. Поэтому волновая картина на сейсмограммах при глубинных исследованиях получается усложненной, а составленные на их основе разрезы коры нетипичными. В тех же случаях, когда линии ГСИ стремятся спрямить, нарушаются экологические условия проведения работ, например в лесных районах рубятся просеки.

Разломы, выделяемые на разрезах ГСИ, могут оказаться локальными и оконтуривать не-

большие по размерам блоки, в то время как геологи стремятся протягивать разломы по данным ГСИ на большие расстояния в сторону от профиля ГСИ (Бялобжеский и др., 2005). Но нельзя не отметить, что методами ГСИ (МОВ-ОГТ) выделяются разломы трещинного типа, которые разделяют блоки с одинаковыми плотностными свойствами. Такие же разломы иногда выделяются по магнитным аномалиям, но редко проявляются в поле силы тяжести (преимущественно по косвенным признакам).

Одна из форм и элементов представления 3М моделей глубинной структуры – томографическая. Следует различать томографию как технологию исследования, например, медицинская томография со специальными томографами, и томографию как способ послойного отображения результатов интерпретации в виде горизонтальных (и не только горизонтальных) срезов. Сейсмологическая томография глубинных недр планеты, так же как и гравиметрическая плотностная томография литосферы, представляет собой способ послойного отображения результатов интерпретации. Сейсмической томографии литосферы и земной коры пока не существует, поскольку не проведены 3М площадные ГСИ. Но даже когда будут выполнены 3М ГСИ, томографически могут быть отображены лишь вариации скорости, но не петрология, как при работах методами НИГ.

Петрологическая интерпретация ГСИ, как сказано выше, задача некорректная, которая не может быть решена никогда. На основе сейсмических данных можно выносить лишь косвенные и опосредованные суждения об особенностях петрологии земных недр. Идея создания 3М петрологической модели литосферы по гравиметрическим данным уже осуществлена (Вашилов, 1993, 1995; Вашилов и др., 1997, 2003а; Романовский и др., 1992; Ростова, 1983; Vashchilov, 1994; и др.). В разд. 11 указано, что построение 3-мерной плотностной модели, включая ее элемент – гравиметрическую плотностную томографию, реализовано для всего северо-востока России и частично для Дальнего Востока и прибрежной части акваторий Восточно-Сибирского и Охотского морей. 3М плотностной модели дана петрологическая интерпретация. В региональном масштабе составлена система взаимоувязанных плотностных и на их основе петрологических разрезов литосферы и горизонтальных срезов на глубинах 10, 20, 30, 40 и 60 км (Vashchilov, 1994; Вашилов, 1995; Вашилов и др., 1997). При более детальном исследовании, когда изучались самые верхи земной коры и чехол осадочных пород, система горизонтальных срезов проводилась чаще и на глубинах в единицы километров, а породам на срезах давалась возрастная индексация (Вашилов, 1995; Вашилов и др., 1997, 2003б).

Успешность и завоеванный авторитет нефтяной сейсморазведки в умах геологов и геофизиков автоматически переносится на результаты ГСИ. При этом забывают, что нефтяная сейсморазведка, во-первых, опирается на результа-

ты изучения скоростного разреза в специально пробуренных параметрических скважинах. Во-вторых, такие работы проводятся в достаточно просто устроенных осадочных (а не кристаллических, как при ГСИ) толщах. В них отсутствуют резкие неоднородности, с которыми может быть связана дифракция. Исключение составляют районы развития соляных куполов и других диапироподобных структурных элементов. Простота устройства осадочных толщ позволяет экстраполировать и интерполировать информацию о скоростном разрезе на большие расстояния. В-третьих, справедливость сейсмических структурных построений подтверждается непосредственным бурением, что можно рассматривать как выполнение и необходимо, и достаточного условий истинности интерпретации (естественно, с определенной погрешностью). В этом случае отпадает требование непрерывного решения прямой кинематической задачи сейсморазведки для 3-мерной модели структуры. Ее решение может иметь только методический интерес.

Если не соблюдено главное первое условие – опора на скоростные разрезы параметрических скважин, то истолкование сейсмических данных может быть ошибочным и в нефтяной сейсморазведке. При этом геологические интерпретационные решения на гравиметрической базе НИГ могут оказаться более качественными. Так, до 1979 г. для Марковской впадины (Чукотка) по сейсмическим данным МОВ составлена схема изогипс некоторой отражающей границы, глубина до которой меняется в интервале 700–1700 м (Вашилов, 1995). Данные параметрического бурения отсутствовали. Указанная граница интерпретировалась сейсморазведчиками и геологами как основание неоген-четвертичных отложений марковской свиты. Основываясь на результатах построения в 1979 г. объемной (3D) геологической модели Марковской впадины по гравиметрическим данным, автор настаивал на том, что сейсмические данные рисуют ошибочную картину структуры и что отложения марковской свиты имеют мощность в несколько раз меньшую, чем это вытекает из данных МОВ. По гравиметрическим данным НИГ 1979 г. (отчет Л. А. Анкудинова, Ю. К. Бурлина, Ю. Я. Вашилова и др. по строению и нефтегазоносности Марковской впадины), мощность марковской свиты на структуре Гриневецкого составляет первые сотни метров, а не 1450–1500 м, как это следует из данных МОВ. На глубине 1500 м геологического среза, по данным НИГ, располагаются нижнесенонские породы верхнего мела плотностью $2,21 \text{ г/см}^3$. В дальнейшем, после 1979 г., здесь было проведено разведочное бурение, и на глубине 1,5 км скважина вскрыла нижнесенонские породы плотностью $2,19 \text{ г/см}^3$, т. е. совпадение полное. Оправдалась и оценка мощности марковской свиты по результатам интерпретации гравиметрических данных.

Перспективы развития интерпретационных возможностей глубинной гравиметрии (включая НИГ) и ГСИ далеко не равноценны. В гра-

виметрии, более «древнем» методе, интерпретационный прогресс ограничен. Перечень главных интерпретационных проблем невелик. К ним относится прежде всего проблема систематического улучшения и приближения к истинной плотностной, а затем и к структурно-вещественной моделям литосферы в целом и отдельных ее частей. Остаются без удовлетворительного решения задачи редукции с введением поправки за аномальный вертикальный градиент при проведении гравиметрической съемки в высокогорных районах и при высокоточных исследованиях в местности с любым рельефом, а также уточнения и детализации положения и формы верхнего ограничения плотностной неоднородности в форме блока, уточнение формы блоков вообще по мере накопления материалов более детальной и высокоточной гравиметрической съемки. Перечисленные проблемы будут решаться в рамках интерпретационного процесса методом подбора путем последовательных приближений. Важнейшей представляется задача согласования условий изостатического равновесия литосферы и соответствия принятой плотностной модели изостатического равновесия наблюдаемому полю силы тяжести. Для всех конкретных изостатических моделей должна решаться прямая задача гравиметрии в 3М варианте. Необходимо, чтобы полученная карта теоретического поля Δg_T совпадала с картой, полученной экспериментально (выполнение необходимого условия истинности). По мере совершенствования гравиметрической аппаратуры будет изучаться характер движения малых и больших литосферных блоков под действием лунно-суточных и более длительных приливов и отливов в целях решения задач существования и строения литосферы и астеносферы, как это пытался делать ранее немецкий геофизик Р. Томашек (Tomasek, 1954).

Перспективы ГСИ связываются прежде всего с созданием и совершенствованием аппаратурной базы. В настоящее время одно из основных направлений развития ГСИ усматривается в применении невзрывных источников возбуждения колебаний типа уже широко вошедших в сейсмическую практику вибраторов и импульсных источников – пневмоизлучателей, электродинамических, газозрывных, падающего груза, электромагнитного молота (Николаев, 1981; Павленкова, 1981; Геофизические....., 1988). Возможность управления сигналом источника, в том числе формой, спектральным составом, амплитудой и дозировкой энергии, направлением, воспроизведением строго идентичных сигналов, позволит получить принципиально новую информацию о строении коры и литосферы в целом. Другое направление – разработка и улучшение качества регистрации сигнала с помощью трехкомпонентных сейсмоприемников и накопительной методики приема. 3-мерное изучение глубинной структуры требует использования площадной (2-мерной) плотной системы наблюдений – излучателей и приемников. В перспективе предполагается превратить сейсмический шум из мешающего

фактора – из помехи – в способ исследования структуры.

Сходимость с заданной точностью основных черт глубинной структуры, полученных методами ГСИ и НИГ (в том числе, в таком статистическом виде, как это сравнение сделано в статье 1), позволит перейти от необходимого условия к принципу практической достаточности в пределах наперед заданной погрешности. Практическая достаточность достигается перманентной сходимостью результатов последовательного 3-мерного интерпретационного определения физических, механических, структурных свойств и вещественного состава пород литосферы методами ГСИ и НИГ совместно с другими геофизическими и геологическими подходами. В случае глубинных гравиметрических и сейсмических исследований элементы практической достаточности будут достигнуты при совпадении 3М моделей сейсмической и плотностной структуры с оговоренной точностью.

В целях объективной оценки сходимости результатов НИГ и ГСИ в 2003 г. был опубликован предваряющий ГСИ плотностной разрез вдоль части профиля 2-ДВ (Вашилов и др., 2003б). Серьезных расхождений количества и глубины границ расслоения между разрезами ГСИ и НИГ не отмечено. В отсутствие развернутого методического обоснования ГСИ по профилю Магадан – о. Врангеля, в том числе принципов выделения границ расслоения, определения скоростного разреза и точности, с которой эти определения выполнены, и многой другой информации, которая излагается, например, в упомянутых работах немецких геофизиков и геологов (Bortfeld et al., 1985; DEKORP....., 1988), оценивать достоверность результатов указанной работы с позиций, которые изложены в данной статье, не представляется возможным. Плотностные разрезы, разрез по акустической жесткости коры, определение зон инверсии скоростей и плотности, некоторые другие результаты вызывают особенно серьезные сомнения относительно их реальности. На разрезе ГСИ не выделяются границы расслоения в литосфере ниже поверхности М, отсутствует петрологическая интерпретация (а ведь данные по плотности здесь каким-то таинственным образом получены!).

Профиль 2-ДВ ГСИ и других «легких» геофизических методов потребовал ассигнований во много раз больше (в 10^3 – 10^4 раз), чем гравиметрические исследования структуры земной коры и литосферы методами НИГ 2-го генерального приближения (см. статью 1) вдоль того же профиля (Вашилов и др., 2003б). В стоимость работ НИГ не включены расходы на государственные гравиметрические съемки масштаба 1 : 1 000 000 и частично 1 : 200 000, которые уже проведены на территории бывшего СССР и, в частности, Магаданской области. Выполнение государственной гравиметрической съемки такого масштаба стало возможным в СССР (а в дальнейшем по советскому примеру и в других странах мира) благодаря целенаправленной деятельности руководи-

теля геофизической службы Министерства геологии СССР, выдающегося ученого в области геофизики и метеоритики и организатора науки, чл.кор. АН СССР В. В. Федынского, сумевшего заинтересовать в этих исследованиях военно-промышленный (ракетный) комплекс и привлечь к гравиметрической съемке на суше и на море средства Министерства обороны. Большой вклад он внес и в проведение на общегосударственном уровне, с привлечением различных министерств и ведомств, единственных в таком масштабе сейсмических исследований со сверхмощными взрывами на тысячекилометровых профилях. В. В. Федынский понимал уникальность, единственность исторического момента в истории СССР и России, когда для будущих поколений можно было осуществить уникальное свершение – провести все виды геофизических государственных съемок и профильных работ, покрыв ими как можно большую или всю территорию страны и участки акваторий морей и океанов. Безусловно, привлечение военно-промышленного комплекса создало временные помехи в интерпретационном использовании гравиметрии в связи с завесой военной секретности, но стратегическая для России и стран СНГ цель оправдала издержки того времени.

Объемы финансирования обществом науки определяют количество и качество выдаваемого научного продукта. Возможности общества и отдельных государств в отношении финансирования науки ограничены. Поэтому научные методологии ориентируются на получение максимального научного результата с минимальными затратами. Вызывает глубокое уважение к инициаторам и исполнителям проекта ГСЗ 2-ДВ их понимание научной и производственной (рудно-поисковой) важности проведения ГСИ на северо-востоке России. Однако запредельная стоимость работ ГСИ заставит геологов и геофизиков со временем обратить свой взор в сторону НИГ.

Автор отдает себе отчет в том, что проблемы ГСИ рассматриваются в статье кратко, не в историческом плане, не в процессе их развития и преодоления противоречий и недостатков, что специалисты ГСИ смотрят на некоторые из поднятых здесь вопросов как на реликты. Но понимание этих обстоятельств не распространяется на геофизиков – специалистов соседних дисциплин и геологов, вниманию которых и предложена настоящая публикация.

13. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Новая интерпретационная гравиметрия – НИГ представляет собой принципиально новое, независимое и самодостаточное направление изучения плотностной структуры литосферы, не имеющее аналогов в мировой геофизике. Ее полезность и востребованность очевидны не только при глубинных исследованиях, но и при проведении сейсморазведочных работ, не обеспеченных данными о скоростном разрезе параметрических сква-

жин. На базе методологии НИГ выявляются квазигоризонтальные границы расслоения в литосфере, в том числе кровля астеносферы; определяются количество, глубина, плотностная и петрологическая природа границ расслоения; выделяются и прослеживаются разломы, разделяющие блоки – плотностные неоднородности литосферы; картируются сами блоки; рассчитываются эффективные глубины заложения разломов и блоков и на основе расчетов осуществляется их классификация по глубине заложения; реализуются построение 3М (3D) плотностных моделей литосферы и их петрологическая интерпретация, томографическое отображение плотностной и петрологической структуры литосферы и т. д. НИГ возникла в результате коренной ломки представлений о структурной природе аномалий силы тяжести, обнаружения закономерности в сочетании слоев и блоков и широкого использования универсального интерпретационного аппарата – метода подбора путем последовательных итерационных приближений в классе 3-мерных моделей источников аномалий силы тяжести.

2. Использование исключительно 3-мерных реальных моделей структуры в НИГ позволило сформулировать и систематически применять для оценок необходимый критерий истинности решения обратной задачи гравиметрии. Ему в наблюдаемом поле силы тяжести повсеместно и пока *единственно* отвечает блоково-слоистый тип строения литосферы с существенно *квазивертикальными* боковыми ограничениями блоков.

3. Блоково-слоистую модель следует рассматривать в качестве исходной при интерпретации данных глубинных сейсмических исследований – ГСИ, далеко не выходя за ограничения этой структурной схемы. Шарьяжи, надвиги имеют сугубо поверхностное происхождение, но, будучи захороненными, встречаются, по данным бурения, на глубинах в первые единицы километров. В строении коры и литосферы они играют второстепенную роль. Породы, в которых они встречаются, не образуют мощных структурных этажей.

4. Из анализа закономерностей изменения плотности в литосфере и в ее верхах – земной коре – следует вывод об отсутствии или явной незначительности вертикальных скачков плотности на границах расслоения ниже кристаллического основания эффузивных, осадочных и метаморфизованных горных пород. Выявление и изучение указанных границ методами преломленных волн, разработанными в СССР, встречает большие трудности, такие же, как и обнаружение поверхности М в районах с гипертрофированным (свыше 30 км) базитовым слоем, где поверхность М характеризуется слабой контрастной акустической жесткостью.

5. ГСИ, за мизерным исключением, реализуются в рамках абстрактных 2-мерных моделей. Отсюда следует многовариантность структурных решений обратной задачи ГСИ на основе разнообразных пространственных скоростных моделей и

отсутствия базы для применения необходимого критерия оценки правильности решения в качестве внутреннего критерия выбора предпочтительного варианта интерпретации. Использование и разработка 3-мерных методов ГСИ и их интерпретации и построение 3М сейсмических структурных моделей совместно с 3М моделями НИГ и с привлечением иных геофизических данных заставит решительным образом пересмотреть существующие представления о коре и литосфере.

6. Вследствие двумерности современных методов ГСИ не существует возможности для решения сейсмическими методами многих из перечисленных в п. 1 задач, решаемых ныне методами НИГ. Этот круг задач образует уже давно облюбованную НИГ нишу в изучении литосферы. Часть из них – изучение структуры средней и нижней литосферы, 3-мерные исследования и другие – не реализуются методами ГСИ по причине их высокой затратности. Другая часть методами ГСИ не может быть решена никогда, и потому постановка и разрешение подобных проблем является исключительной прерогативой НИГ. К ним относятся разнообразные варианты петрологической интерпретации плотностных моделей, например петролого-плотностная томография северо-востока России.

7. ГСИ до сих пор воспринимаются геолого-геофизическим сообществом как единственные, безальтернативные, неоспоримой достоверности методы изучения структуры коры и отчасти литосферы. На ГСИ автоматически переносится магия успехов разведочных модификаций сейсмических исследований, в которых проблема определения скоростей сейсмических волн решается путем бурения параметрических скважин. Необходимо сломать этот сложившийся за десятилетия стереотип ГСИ.

8. В России с ее необъятными просторами со всей актуальностью встает вопрос об изучении глубинной структуры методами НИГ ввиду ее высокой геолого-геофизической эффективности и финансовой необременительности. Стоимость работ методами НИГ в тысячи – десятки тысяч раз меньше стоимости аналогичных работ методами ГСИ. В вопросе об объединении усилий исследователей в изучении литосферы методами НИГ и ГСИ первый осознанный шаг навстречу должны сделать специалисты ГСИ как наиболее признанного и оплачиваемого направления геофизических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Белусов В. В. Геотектоника. – М. : Изд-во МГУ, 1976. – 334 с.
Буллен К. Е. Плотность Земли. – М. : Мир, 1978. – 444 с.
Бялбжецкий С. Г., Горячев Н. А., Кузнецов В. М. и др. Опыт расшифровки строения земной коры Северного Приохотья по данным интерпретации материалов геофизического профиля 2-ДВ (Магадан – Омсукчан) // Наука Северо-Востока России – начало века : материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти акад. К. В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан,

26–28 апреля 2005 г.). – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 2005. – С. 64–66.

Ващилов Ю. Я. Методы и результаты изучения плотностного разреза земной коры юга Верхояно-Чукотской складчатой области // Геофизические исследования. – М. : Изд-во МГУ, 1964а. – С. 205–222.

Ващилов Ю. Я. Учет влияния рельефа местности при гравиметрических наблюдениях в подземных выработках и скважинах // Разведочная и промысловая геофизика. – М. : Недра, 1964б. – Вып. 51. – С. 71–75.

Ващилов Ю. Я. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках // Геофиз. исслед. – М. : Изд-во МГУ, 1966. – Вып. 2. – С. 154–177.

Ващилов Ю. Я. Методика интерпретации при геофизических исследованиях строения верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1970. – № 12. – С. 45–60.

Ващилов Ю. Я. Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности // Там же. – 1971. – № 1. – С. 51–64.

Ващилов Ю. Я. Расчет плотности кристаллических горных пород по их химическому составу // Геофизические исследования земной коры. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 164–188.

Ващилов Ю. Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. – М. : Наука, 1984. – 240 с.

Ващилов Ю. Я. Петроплотностные исследования по гравиметрическим данным на базе блоково-слоистой модели земной коры и верхней мантии // Изучение литосферы геофизическими методами. Электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация. – Киев : Наук. думка, 1987. – С. 244–254.

Ващилов Ю. Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1993. – С. 19–43.

Ващилов Ю. Я. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // Доклады РАН. – 1995. – Т. 343, № 4. – С. 532–536.

Ващилов Ю. Я., Воробьев И. В., Науменко-Бондаренко И. И. Интерпретация гравитационных аномалий Енисейского края и прилегающих районов на основе блоково-слоистой модели литосферы // Геол. и геофиз. – 1979. – № 10. – С. 95–106.

Ващилов Ю. Я., Глотов В. Е., Зимникова Т. П. и др. Трехмерная модель структуры литосферы прибрежной части Восточно-Сибирского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2003а. – Т. 78. – Вып. 1. – С. 16–25.

Ващилов Ю. Я., Жупахин Е. Н., Любомудров В. В., Сахно О. В. Разрез литосферы по будущему профилю ГСЗ Магадан – Кубака (интерпретация гравиметрии) // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003б. – С. 68–72.

Ващилов Ю. Я., Зимникова Т. П., Шило Н. А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии. – М. : Наука, 1982. – 162 с.

Ващилов Ю. Я., Кабак И. Б., Максимов А. Е. и др. Геолого-гравиметрическая интерпретационная томография земной коры и верхней мантии: теория, методология, результаты // Проблемы томографии. – М. : Наука, 1997. – С. 267–287.

Вольвовский Б. С., Кунин Н. Я., Терехин Б. И. Краткий справочник по полевой геофизике. – М. : Недра, 1977. – 392 с.

Геофизические методы исследований / ред. В. К. Хмелевской. – М. : Недра, 1988. – 396 с.

Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. – М. : Недра, 1970. – 552 с.

Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Материковый профиль Магадан – Колыма // Строение земной коры в области перехода от материка к Тихому океану. – М. : Наука, 1964. – С. 117–127.

Дибров В. Е., Иванкин П. Ф., Луцицкий И. В., Юров Ю. Г. О книге Н. А. Беляевского «Земная кора в пределах территории СССР» // Тр. Томского гос. ун-та. – 1976. – Т. 257. – С. 1–8.

Кабак И. Б. Объемная модель глубинной структуры и размещение рудопроявлений зоны сочленения Арманского и Ольского вулканических полей // Объемные модели структуры земной коры и верхней мантии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1988. – С. 38–52.

Кабак И. Б. Трехмерная плотностная и геологическая модель верхов земной коры второго приближения (на примере Прикараменья) // Структура и кинематика литосферы востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1993. – С. 43–51.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. – М. : Недра, 1984. – 490 с.

Красовский С. С. Отражение динамики земной коры в гравитационном поле. – Киев : Наук. думка, 1981. – 240 с.

Курскеев А. К. Геофизическая характеристика земной коры Казахстана. – Алма-Ата : Наука, 1977. – 190 с.

Леонов Ю. Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. – 1993. – № 5. – С. 4–15.

Озерская М. Л., Семенова С. Г. Использование результатов исследования физических свойств горных пород при геотектоническом районировании // Бюл. МОИП. – 1972. – Вып. 6. – Т. 17. – С. 17–22.

Павленкова Н. И. Структура литосферы и задачи сейсмических исследований // Исследование Земли невзрывными источниками. – М. : Наука, 1981. – С. 48–64.

Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». – М. : Недра, 1977. – 256 с.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. – М. : Недра, 1981. – 584 с.

Романовский Н. П., Рейнлиб Э. Л., Ващилов Ю. Я. О глубинной природе рудомагматических систем тихоокеанского типа // Тихоокеан. геол. – 1992. – № 2. – С. 66–88.

Ростова Н. С. Блоково-слоистая модель глубинного строения земной коры юго-восточной части Татарского пролива // Геофизические исследования блоково-слоистой структуры литосферы. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 132–147.

Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. – М. : Наука, 1980. – 184 с.

Чесноков Е. М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. – М. : Наука, 1977. – 144 с.

Шило Н. А., Анкудинов Л. А., Бабкин П. В. и др. Новые данные о структуре и перспективах нефтегазоносности Ямо-Тауйской системы рифтоподобных впадин на примере Кавинско-Тауйской // ДАН СССР. – 1976. – Т. 229, № 1. – С. 173–177.

Шило Н. А., Ващилов Ю. Я., Гайдай Н. К. Антиклинальные поднятия северо-востока России в районах

с развитым и редуцированным «гранитным» слоем – структура и генезис // Докл. РАН. – 2002. – Т. 387, № 5. – С. 681–684.

Шило Н. А., Вацлов Ю. Я., Зимникова Т. П., Мигovich И. М. Новые данные о глубинном строении и природе Колымо-Индибирского междуречья (по геофизическим исследованиям) // ДАН СССР. – 1978. – Т. 243, № 2. – С. 459–462.

Barth T. F. W. Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations // J. Geol. – 1948a. – Vol. 46, No. 1. – P. 41–49.

Barth T. F. W. The distribution of oxygen in the lithosphere // J. Geol. – 1948. – Vol. 56, No. 1. – P. 50–60.

Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars // J. Geophys. Res. – 1960. – Vol. 65. – P. 1083–1102; 1961. – Vol. 66. – P. 2199–2224.

Bortfeld R. K., Govin J., Stiller M. DEKORP Research Group. First results and preliminary interpretation of deep – reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South // J. Geophys. – 1985. – Vol. 57. – P. 37–163.

Brittan J., Warner M. Wide-angle seismic velocities in heterogeneous crust // Geophys. J. Int. – 1997. – Vol. 129. – P. 269–280.

Brooks M. Discussion on the crustal evolutionary model for the Variscides of Ireland and Wales from SWAT seismic data; reply by B. Le Gall with collaboration of C. Bois and the ECORPS – SWAT group // J. Geol. Soc. – 1992. – Vol. 149. – Part 4. – P. 681–682.

DEKORP Research Group. Results of the DEKORP 4/KTB. Oberpfalz deep seismic reflection investigations // J. of Geophysics. – 1988. – Vol. 62. – P. 69–101.

Hess H. H. Seismic anisotropy of uppermost mantle under oceans // Nature. – 1964. – Vol. 203. – P. 629–631.

Press F. Earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth and Planet. Inter. – 1970. – Vol. 3. – P. 3–22.

Tomashek R. The tides of solid Earth and their geophysical and geological significance // Nature. – 1954. – 173 p.

Vashchillov Yu. Ya. Deep Structure of Mafic-Ultramafic Complexes in the Anadyr-Koryak Region / 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. – Anchorage / Alaska, 1994. – P. 211–216.

Поступила в редакцию 12.09.2005 г.

THE NEW INTERPRETATION GRAVIMETRY – INSTEAD OF AND SIDE-BY-SIDE WITH THE DEEP SEISMIC RESEARCHES.

2. Rock Density and Wave Velocity, Deep Gravimetric Studies and Seismic Prospecting: the Analysis of Advantages and Disadvantages

Yu.Ya. Vashchillov

Petrological studies of the lithosphere are possible only on the basis of rock density data obtained through the interpretation of gravity anomalies by virtue of new interpretative gravimetry methods (NIG). The author postulates the relationship between the rock density, chemical composition and the number of oxygen anions per one rock volume unit. The lithosphere is understood as an oxygen shell of the Earth. Its changing density expressed graphically is used as a basis to create the true 3-D models for the territory of northeastern Russia. The necessary condition of a true solution of the inverse gravimetric problem is suited by the block-layered model of the lithosphere. The obtained results of deep seismic prospecting (DSP) are interpreted in terms of an abstract 2-D model, and, due to this, the same seismograms may result in different structural patterns of the lithosphere including the block-layered one. At present, a necessary truthfulness condition for DSP is still lacked due to the two-dimensional character of deep seismic structure models. Methods of 3-D DSP used side-by-side with the NIG methods shall allow researchers to radically revise their understanding of the Earth's crust and its lithosphere.

Key words: interpretation, gravity, density, seismic, an inverse problem, a necessary criterion, the Earth's crust, lithosphere, block, layer.