К ПРОБЛЕМЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ[1]

Г. П. ГОРШКОВ

В вопросе об определении понятия «земная кора» до сих пор нет ясности. Можно считать земной корой наружную, твердую, кристаллическую оболочку земного шара; такое определение мы и примем.

Нижняя граница коры, в таком ее понимании, определяется сменой агрегатного состояния вещества, переходом от кристаллического к стекловатому, аморфному состоянию. Глубина, на которой осуществляется такой переход, есть, в основном, функция температуры.

Изменение температуры с глубиной может быть непосредственно измерено лишь в самом поверхностном слое земли. В работах B. Gutenberg, F. Wolff, R. A. Daly и др. можно найти указания на скважины, в которых определена температура. Согласно этим данным геотермический градиент весьма сильно варьирует в различных местах; тем не менее принятая уже давно для градиента цифра — $3 \cdot 10^{-4}$ градусов на сантиметр — в качестве средней оказывается довольно точной для грубых подсчетов. Ее можно принять для верхних нескольких километров коры.

Обычно считается возможным сохранить эту величину градиента (3° С на 100 м) до глубины порядка 20 км, где температура исчисляется в 600° С или несколько ниже. Дальше вопрос значительно осложняется. Однако, учитывая теплоемкость и теплопроводность пород, время остывания земли, содержание радиоактивных элементов и т. п., можно пытаться составить уравнения, приводящие не только к некоторому решению вопроса о температуре, но и к генетической дифференциации последней, т. е. определению роли тепла «первичного» и доставленного радиораспадом.

Несмотря на подчас чрезвычайно разноречивые цифры, кривые хода температур в глубине, по различным авторам, носят одинаковый, общий, характер: повышение температуры в глубинах замедляется, и можно думать, что ниже 200 км градиент не превышает $4 \cdot 10^{-4}$ град./см.

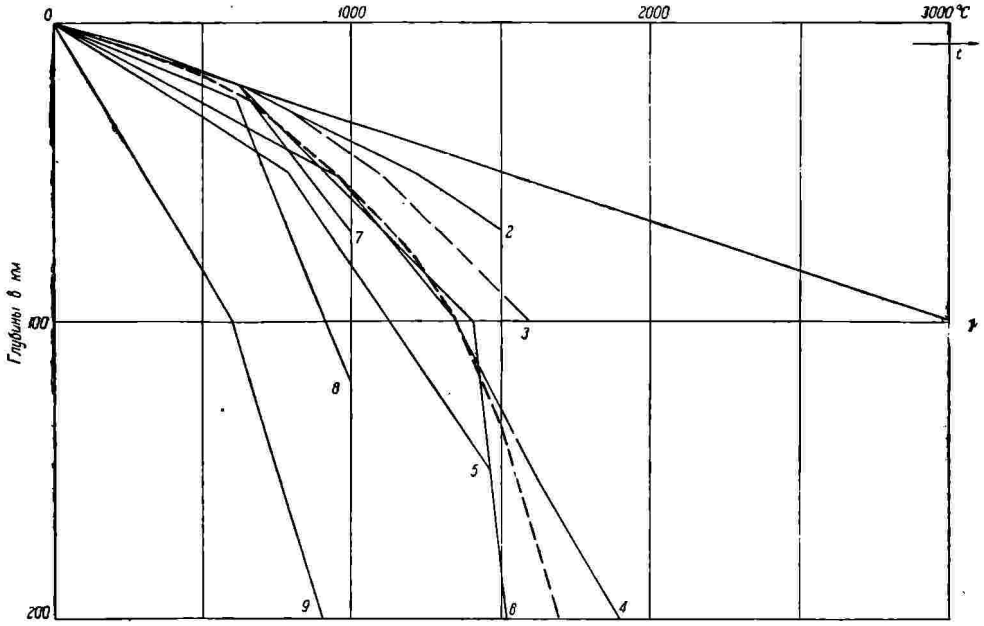
Материалы, которые мне удалось подобрать для глубин до 200 км, представлены графически на фиг. 1. Наиболее пологая прямая (*1*) соответствует линейному закону повышения температуры при поверхностном градиенте 3.10^{-4} град./см. Остальные линии проведены по данным Wolff (*2*), Daly (по Holmes, *3*), Adams (*4* — для симы, *5* — для сиаля), Gutenberg (*6*), Ферсмана (*7*), Личкова (*8*), Jeffreys (*9*). Исключив из рассмотрения прямую (*1*), как маловероятную, и ломанную (*9*), как, вероятно, заниженную, я провел пунктирную кривую, соответствующую следующим средним цифрам:

Глубина (в км)	Температура (в ° С)
20	550
40	800
60	1050
80	1200
100	1350
200	1700

Трудно оценить степень справедливости этих цифр, но еще труднее выбрать в качестве приемлемой одну из исходных кривых — поэтому и остановимся на полученных средних значениях.

Многочисленные измерения, в частности Washington, A. Day, E. Shepherd, F. Perret, A. Brun и многих других, показали, что температура изливающихся при вулканических извержениях лав редко превышает 1200°. Примерно, при этой же температуре плавится базальт, согласно данным Лаборатории искусственных минералов Лгр. Горного института. По материалам исследований Daly, R. Sosman, F. Hochstetter, J. Douglas, J. Greig, J. Vogt,

[1] Толчком к составлению данной статьи послужило мое участие в работах Академии Наук СССР по изучению Челябинского (Коркинского) взрыва, побудившее меня несколько ближе ознакомиться с некоторыми вопросами строения земной коры.



Фиг. 1.

H. Merwin и др., можно принять, несмотря на подчас разноречивые как экспериментальные, так и теоретические результаты, для температуры плавления гранита 1000° С, ультраосновных пород (перидотит, дунит) — 1400—1500°, базальтов (базальт, габбро, диорит) — 1050—1250°. С глубиной, вследствие повышения давления, температура плавления повышается, приблизительно, на 1° на километр.

Сопоставляя эти данные с вышеприведенной кривой, получаем, что на глубине 130 км материал коры, представленный там, надо полагать, ультраосновными породами, расплавляется.

Эта цифра — 130 км — без сомнения, весьма приблизительна. Основным коррективом в ее интерпретации являются соображения о давлении на этой глубине, которое достигает $4 \cdot 10^4$ атмосфер. Достаточно в 10 раз меньшего давления, чтобы горные породы приобрели свойства текучести (Adams, Haskell, Лукашевич и др.). С другой стороны, жидкая расплавленная магма под давлением в десятки тысяч атмосфер приобретает некоторые свойства твердого тела — в отношении реакции на силы короткого периода.

Таким образом вряд ли будет правильным сказать, что на этой глубине твердая оболочка сменяется жидкой.

Точнее — кристаллическая сменяется стекловатой.

Интересно сравнить с этим результатом некоторые прежние цифры. На основании аналогичных соображений о величине геотермического градиента, а также и некоторых других, Arago полагал, что нижняя граница твердой коры лежит на глубине 40 км. Wiechert помещал магму на глубину в 31.5 км, Б. Голицын — 31.2 км.

Существенное значение для нас в данном случае имеет представление геодезистов об изостатическом состоянии верхних частей земли. Как известно, Pratt избрал для глубины поверхности изостатической компенсации цифру 70 миль (122.5 км), как наиболее удовлетворяющую геодезическим вычислениям. В дальнейшем эта цифра подверглась многочисленным модификациям: Wiechert, Wegener принимали 110—120 км, Helmert — 118 км, Hayford основывал свои вычисления на цифре 113.7 км, но в дальнейшем американские геофизики и геодезисты перешли на 122.2 км; для Альп Hayford остановился на 107 км. Так или иначе, все эти цифры весьма близки к полученной выше для нижней границы кристаллической коры (130 км), и мы склонны думать, что это указывает на их некоторую генетическую связь.

Попутно можно заметить, что цифры Heiskanen — 40—100 км — соответствуют мощности сиаля, а не глубине поверхности компенсации.

В этой связи интересно, что Б. Б. Голицыным уже давно указывалось, на основании сейсмических наблюдений, наличие поверхности прерывности на глубине 110 км, соответствующей, по мнению П. М. Никифорова, изостатической поверхности Hayford. Значительно позже, в 1927 г., эту границу отметил и S. Mohorovic; она «менее неоспорима», по выражению R. Daly, чем отчетливые границы на глубинах 1200 или 2900 км, но изменение упругих свойств в пределах одного и того же материала, особенно при значительном давлении, может с легкостью вообще ускользнуть от регистрации на сейсмографах.

Имеются указания (R. Wolff, B. Gutenberg) на то, что ниже поверхности плавления скорость продольных сейсмических волн падает, в чем и выражается переход от кристаллической коры к стекловатому субстрату.

A. Sieberg принимает существование на глубине 120 км изостатической поверхности, которой, примерно, соответствует «текучая» зона; выше — кристаллическая анизотропная кора, ниже — стекловатый, аморфный, изотропный субстрат.

B. Gutenberg видит переход от коры к субстрату на глубинах порядка 50—80 км; J. Koenigsberger придерживается цифры в 50—100 км; по Daly, кристаллические сиаль и сима доходят только до глубины в 60 км, после чего следует стекловатый, «твердый» для сейсмических волн, базальт и ультраосновной базальт. А. Е. Ферсман говорит о «начале стекловатости» с глубины в 70 км. П. Н. Тверской считает, что граница между кристаллической твердой и расплавленной, «твердой», оболочками вряд ли лежит ниже 100 км. Б. Л. Личков говорит о фазе «кристал. плюс расплавл.» на глубине 117—127 км, выше которой находится кристаллическое вещество, ниже — расплавленное плюс стекловатое.

Таким образом, судя по всем данным, можно считать, что переход от кристаллической оболочки к стекловатой осуществляется на глубине порядка 100—130 км.

Тем самым определяется толщина земной коры; понятие «земная кора» не тождественно с сиалем; ее мощность не зависит от изменения очертаний материков, и она является первой сплошной оболочкой литосферы.

Перейдем к вопросу о строении земной коры.

Наиболее достоверным и почти единственным источником сведений по данному вопросу являются сейсмические наблюдения. Описание метода определения глубины поверхностей раздела, в принципе аналогичного применяемому в сейсмической разведке, можно найти в работах Jeffreys, Mohorovic, H. Wood, C. Richter, W. Hiller, B. Gutenberg, Е. А. Розовой и др. При этом методе используются как землетрясения (при анализе сравнительно небольших глубин — местные, близкие землетрясения), так и искусственные взрывы. В отношении первых — изучению подвергались, главным образом, землетрясения Средней и Южной Европы, Японии, Калифорнии и Средней Азии, причем число исследований довольно велико. В отношении искусственных взрывов материала меньше, но этот метод обладает теми преимуществами, что можно иметь совершенно точные сведения о координатах «очага» и моменте взрыва; кроме того, можно заранее подготовить наблюдения. Этим объясняется большой интерес геофизиков к исследованиям взрывов, в частности к работам американских сейсмологов (максимальное количество взрывчатки на один взрыв — 220 т, оз. Мичиган, 1932), к результатам исследования неожиданного взрыва в Оппау (4500 т сульфат-аммония, 1921), и т. д.

Некоторые интересные выводы получены в 1915 г. Б. Б. Голицыным при анализе записей Пулковской сейсмической станции Охтенского (Ленинград) взрыва 29 апреля 1915 г., когда одновременно взорвалось около 1000 т пироксилина. В частности, Б. Б. Голицыну удалось определить местонахождение источника колебаний и скорость распространения звуковой волны (333.5 м/сек.). При других взрывах специальных наблюдений не велось, хотя такие взрывы, как Казанский 27 августа 1917 г. или Коломенские взрывы 1922 г., без сомнения, могли бы представить в этом отношении немалый интерес.

Таблица 1

	Adams	Bubnoff, 1930	Jeffreys, 1926	Joly, 1924	Hodgson, 1937	Stonely	Washington, 1925	Wolf, 1936	Григорьев, 1937	Личков, 1937	Советов, 1938	Ферсман, 1928
γ	—	—	12	—	12	13	20	20	20— 31	22.8—30.8	60	15—20
β	50	50	37	30—35	37	40	60	50	90—116	117—127	100	70—85
σ	—	—	—	—	60	—	—	70	—	—	—	—

Крупнейшее значение имеют работы Академии Наук СССР, осуществленные Сейсмологическим институтом, по изучению Коркинского, близ Челябинска, взрыва в августе 1936 г. Здесь с промышленной целью было одновременно подорвано 1800 т аммонала и аммиачной селитры; по количеству взрывчатки это самый крупный из известных взрывов. Девять специально организованных временных сейсмических станций прекрасно зарегистрировали моменты прихода всех фаз, а также и момент взрыва, переданный по радио из Свердловска. Результаты обработки сейсмограмм приведены в табл. 10.

Как известно, большинство подобных сейсмических исследований подтверждает существование в земной коре, в основном, трех слоев, характеризующихся последовательным повышением скорости распространения упругих колебаний в них. Относительно же мощностей каждого из слоев имеются самые разнообразные сведения, и не только в оригинальных работах, но и в сводных, в средних цифрах. Приведу небольшую таблицу подобных средних цифр в километрах для глубин залегания нижних границ каждого из слоев, условно обозначенных буквами γ, β и σ; подчеркиваю — средних цифр, выведенных по нескольким источникам и из различных соображений (табл. 1).

Мне представилось целесообразным перейти к работам оригинальным и попытаться классифицировать их результаты в соответствии с определенными геологическими представлениями.

На данном этапе развития земной коры можно считать основными структурными элементами ее верхних частей 1) активные складчатые зоны, служившие ареной сильнейшего проявления тектонических напряжений альпийского орогенеза, соответствующие, в общем, современным высокогорным цепям, 2) платформы, области недислоцированных и маломощных, обычно эпиконтинентальных отложений, с неглубоким залеганием кристаллического докембрия, и 3) океанические части и 4) геосинклинали.

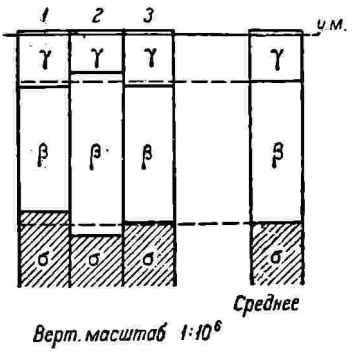
К современным платформам следует отнести и многие варисские складчатые зоны, если они не затронуты альпийскими движениями и есть основание ожидать, что в глубине, как и в наружном рельефе, они снивеллированы.

Имевшиеся в моем распоряжении данные о мощностях слоев γ и β я распределил именно по такому признаку: для высокогорных частей альпийских складчатых зон и для платформ; для геосинклиналей материала нет, а вопроса об океанах коснемся несколько позже. В следующих ниже табл. 2 и 3 указаны в километрах глубины нижних поверхностей слоев γ и β, а в с скобках — соответствующие скорости продольных волн.

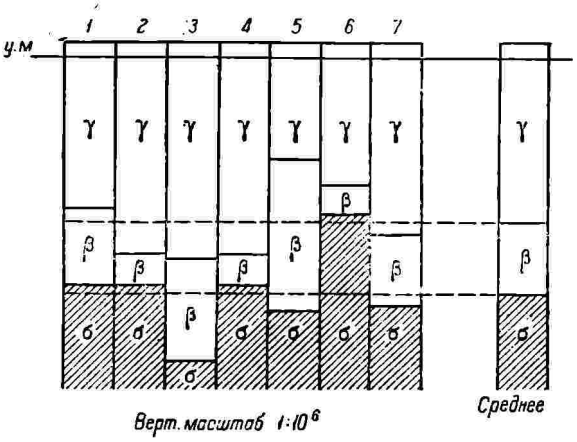
Таблица 2

Платформы (фиг. 2)

	1 Jeffreys, Англия, 1927	2 Wiechert и др., Сев. Германия, 1929, 1931	3 Н. В. Райко, Центр. Урал, 1936
γ	10(5.5)	7.5(5.95)	10(5.5)
β	35(6.3)	39.5(6.7)	37(6.6)
σ	—(7.8)	— (8.0)	—(8.0)



Фиг. 2.



Фиг. 3.

Таблица 3

Горные сооружения (фиг. 3)

	1	2	3	4	5	6	7
	Gutenberg, Южная Германия, 1915	Conrad, Альпы, 1925	S. Mohorovic, Центр. Европа, 1927	Conrad, Австрия, 1928	Matusawa, Япония, 1926—1929	Gutenberg, Калифорния, 1932	Розова, Памир, 1937
γ . .	30(5.6)	39(5.5)	40(5.60)	39(5.6)	20(5.0)	25(5.77)	35(5.46)
β . .	45(6.27)	45(6.3)	60(6.31)	45(6.5)	50(6.2)	31(6.83)	49(6.25)
σ . .	—(7.95)	—(7.8)	—(7.9)	—(8.4)	—(7.5)	—(7.77)	—(7.91)

На основании цифр этих двух таблиц вычислены средние глубины (табл. 4) нижних границ каждого из слоев, а также средние значения скоростей продольных волн; для последних использованы некоторые дополнительные данные (Tillotson, Adams, Wolff, Левицкой, Райко), не вошедшие в таблицы.

Таблица 4

Средние глубины поверхностей раздела

	Платформы (км)	Горные сооружения (км)
γ . .	9.2	32.6
β . .	37.2	46.4

Мощность слоя γ под современными горными системами больше, чем под платформами, в противоположность слою β; но общая их мощность под горами также больше (фиг. 2, 3 и 5).

Средние значения скоростей распространения продольных волн таковы: для γ — 5.56 км/сек. из 13 наблюдений; крайние значения — 5.00—5.95. Для β — 6.40 км/сек.; число наблюдений — 12, пределы колебаний 6.20—6.83. Для σ — 7.93 км/сек.; число наблюдений 13, крайние значения — 7.50—8.40.

Для иллюстрации перехода от одного типа строения к другому привожу данные по трем районам — Уралу, Тянь-шаню и Памиру. Первый разрез составлен на основании данных уже упоминавшейся Уральской экспедиции Академии Наук СССР (Н. В. Райко и П. М. Никифоров) и относится к области варисской складчатой зоны, т. е. в нашем делении к первой группе — современных платформ. Второй составлен по данным Е. А. Розовой. Среди анализированных ею 26 землетрясений Средней Азии большинство, именно 16, расположены севернее 40° параллели; поэтому, не имея возможности по таблицам

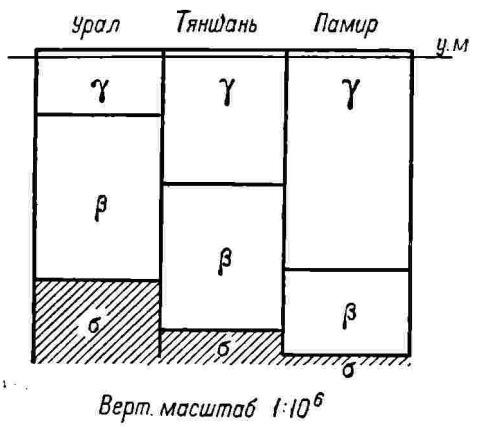
автора отобрать лишь тяньшанские землетрясения, я все же счел допустимым средний результат считать относящимся именно к Тянь-шаню, т. е. к переходной зоне между альпийскими структурами Памира и современной платформой Казахстана и Урала. Третий разрез, памирский, составлен также по данным Е. А. Розовой (работа печатается). Эпицентры относятся главным образом к району 38—40° сев. шир. и 70—71° вост. долг., куда падает около 50% всех землетрясений Средней Азии.

Итак, имеем (см. фиг. 4) (в км):

Таблица 5

	Урал	Тянь-шань	Памир
γ . . .	10	21	35
β . . .	37	45	49

Переход от современной складчатой зоны, сопровождающейся одновременно и высокогорным рельефом, к платформе очень показателен.



Фиг. 4.

Пойдем далее: выше уже приводились полученные средние цифры для скоростей продольных волн, V_p: γ — 5.56 км/сек., β — 6.40 км/сек., σ — 7.93 км/сек. Интересно, кстати, сравнить с этим итоговые данные Gutenberg. Он пишет: «земная кора имеет под поверхностным покровом . . . слой, простирающийся до глубины, где скорость продольных волн колеблется в пределах от 5.4 км/сек. (Крым) до 6.1 км/сек. (Средняя Германия). Максимальная толщина, повидимому, находится под Альпами, что и следовало ожидать на основании изостазии. . . Далее следует слой, доходящий до глубины в 45 км, в котором продольные волны имеют скорость 6.25—6.75 км/сек. . . Ниже этой границы. . . скорость продольных волн всюду равна 8 км/сек.».

Следующим нашим шагом будет сравнение найденных значений для скоростей V_p в трех слоях, γ, β и σ, с полученными экспериментально для различных горных пород. С разрешения заведующего Лабораторией геофизического опробования геофизического сектора ЦНИГРИ Л. Я. Нестерова я воспользовался материалами этой лаборатории, относящимися к определению физических свойств нескольких сотен образцов горных пород. Среди них я отобрал почти все определения, которые относились к изверженным породам, и разделил их на три группы — кислых, основных и ультраосновных. К первым были отнесены граниты (биотитовые, плагиоклазовые, лейкократовые, плагиограниты, гранит-биотиты, гранит-аплиты), гранодиориты, граносиениты, гнейсы (плагиоклазовые, гранатовые, биотитовые, гнейсо-граниты, гнейсо-диориты), сиениты, щелочные сиениты, сиенит-диориты, нефелиновые сиениты. Ко второй группе — базальты, палеобазальты, андезиты, палеоандезиты, амфиболиты. К третьей — перидотиты, нориты, габбро, габбро-диабазы, габбро-нориты, пироксениты, диаллаговый пироксенит, оливиновый пироксенит, амфиболо-пироксеновый перидотит (по определению лаборатории).

Среднее значение скорости V_p в породах первой группы по 62 определениям равняется 5440 м/сек.; крайние значения — 3600—7500. Для второй группы V_p = 6490 м/сек., при крайних цифрах 5800—7600 (11 определений). Наконец, для третьей группы V_p = = 7450 м/сек., при колебаниях от 5800 до 10 100 (16 определений).

Некоторое количество сведений о величине V_p для различных изверженных пород имеется в литературе, причем наибольшее количество определений проведено, повидимому, для гранита. Все эти цифры близки к 5—6 км/сек., с колебаниями от 4 до 8 км/сек.

Полученные средние экспериментальные значения, ради удобства сравнения с найденными ранее по данным сейсмических наблюдений, привожу в табл. 6.

Цифры очень близки между собой. Некоторое превышение первых можно отнести насчет высокого давления, испытываемого породами на больших глубинах, и несвежести исследованных образцов. Такое совпадение дает возможность назвать первый, верхний, слой γ — гранитовым, второй β — базальтовым, третий σ — перидотитовым. Естественно, каждый из трех слоев, вероятно, только более или менее приближается по составу к названным трем представителям главнейших групп пород; имея в виду, в частности, давление, следует очень осторожно относиться к свойствам пород даже близкого состава (см. пьезогранит, пьезобазальт.— R. Daly). Тем не менее, вряд ли можно подыскать более удачную комбинацию пород для этих трех слоев, чем вышеуказанная. Такая номенклатура слоев и принимается, в основном, многими геофизиками.

Остается вопрос о плотностях. По тем же самым определениям ЦНИГРИ для тех же самых пород получаются следующие цифры (табл. 7).

Наиболее популярными являются цифры F. Clarke (1924), который, по данным многих тысяч определений, вычисляет (табл. 8).

Наши, отмеченные выше, цифры не слишком сильно отличаются от цифр Clarke. Однако следует предпочесть последние, в виду того что они обоснованы бóльшим количеством наблюдений. Таким образом плотность первого, гранитового, слоя примем равной 2.68, второго, базальтового — 2.90 и третьего, перидотитового — 3.09. В этой связи можно отметить, что F. Vening Meinesz при вычислении изостатических редукций принимал для средней плотности континентальных участков 2.67, для субстрата (перидотитовый слой) — 3.30. Личков для метаморфической и гранитовой оболочек указывает цифру 2.67, для базальтовой 2.8—3, для нижележащей эклогитовой 3—4. Joly принимает, что материки сложены главным образом из гранитов, все с той же средней плотностью 2.67, ниже чего следует субстрат, с плотностью 3.0, что соответствует габбро, глубинному представителю базальтов. Daly для континентальных участков (архей на поверхности) принимает до глубины 40 км $\rho = 2.8$, что отвечает граниту, гранодиориту и их пьезофазам; ниже, до 60 км — $\rho = 3.05$, пьезогаббро; далее следует стекловатый базальт, с плотностью 2.8, растущей постепенно с глубиной — до 12.5 в центре земли.

Располагая определенными количественными данными о мощностях и плотностях различных слоев, нетрудно подсчитать веса элементарных колонок до

Таблица 6

Скорость продольных волн V_p (м/сек.)

	γ и I гр.	β и II гр.	σ и III гр.
По сейсмическим наблюдениям	5560	6400	7930
По лабораторным определениям	5440	6490	7450

Таблица 7

Группа	Среднее значение плотности ρ	Количество определений	Пределы колебаний плотности
Гранита	2.63	79	2.52—2.84
Базальта	2.75	17	2.40—3.05
Перидотита	3.19	18	3.03—3.56

Таблица 8

Группа	Средняя плотность	Пределы колебаний плотности
γ	2.68	2.66—2.70
β	2.90	2.88—2.93
σ	3.09	3.00—3.18

глубины, напр., 50 км, ниже которой, по имеющимся вычислениям, слои гранита и базальта не опускаются. В табл. 9 приведены подобные вычисления, причем учтены также массы, расположенные выше уровня моря. Средняя высота топографических масс для платформ взята равной 0.5 км, для горных участков — 2.5 км; для Тянь-шаня — 2 км. Плотность их во всех случаях равна 2.5.

Таблица 9

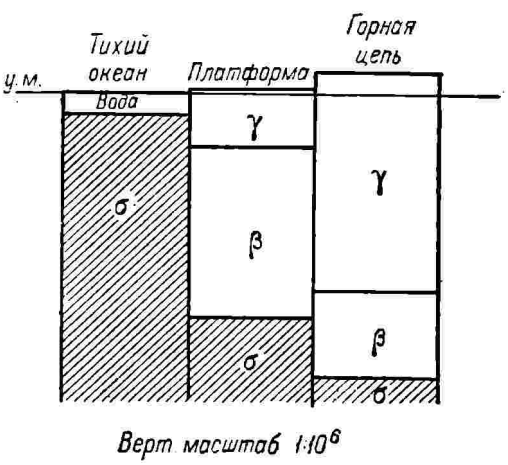
Район	Вес элементарной колонки (в граммах)
Платформы	$146.65 \cdot 10^5$
Горные сооружения . .	$144.76 \cdot 10^5$
Например:	
Памир	$143.74 \cdot 10^5$
Тянь-шань	$146.30 \cdot 10^5$
Урал	$146.55 \cdot 10^5$

Столь близкие цифры, с колебаниями в пределах максимум 2%, несомненно, указывают на изостатическое состояние масс земной коры. Теоретически, при некоторых комбинациях распределения предполагаемых плотностей, максимальные колебания в весе элементарных колонок могут достигать 15%, чего на самом деле, повидимому, нет. Несколько меньшие цифры веса для горных участков, по сравнению с участками платформ, заставляют предполагать, что полное совпадение цифр, т. е. полная компенсация, осуществляется на глубинах более 50 км — вероятно, на глубине 100—130 км; эту цифру и следует принять, в согласии со многими авторами, в качестве глубины поверхности изостатической компенсации и одновременно нижней границы коры; надо думать, что плотность несколько меняется (в горизонтальном направлении) и в перидотитовом субстрате.

Интересно, что максимальные наблюдаемые отклонения от среднего веса элементарной колонки (напр. для Памира $2 \cdot 10^5$), распространенные на площадь, допустим, 50 × 50 км, должны создать на поверхности изостатическую аномалию около 50 миллигалей. Эта цифра, хорошо согласуясь с гравиметрическими наблюдениями, позволяет считать нашу схему распределения плотностей в коре не слишком далекой от истины.

В интересах правильного понимания изостазии и учитывая характер и масштабы всего явления, следует, пожалуй, считать, что не горы компенсируются соответственно погруженными вниз сиалическими массами, а внедряющиеся в субстрат, относительно легкие, утолщения сиаля компенсируются топографическими массами высокогорных районов; еще точнее — значительная доля компенсации распространяется по всей коре.

Особо стоит вопрос об океанических участках земной коры. Angenheister нашел для Тихого океана $V_p = 7$—8 км/сек., V_s (поперечные волны) = 4—4.75 км/сек. Аналогичные цифры получены Neumann, Byerly, Matusawa, Stonely и др. На этом основании Gutenberg полагает, что дно Тихого океана



Фиг. 5.

сложено породами, соответствующими перидотитовому слою, без промежуточных гранитового и базальтового. Daly принимает для Тихого океана $V_p = 6.4$ км/сек., $V_s = 3.7$ км/сек., что соответствует базальту. Если принять

Таблица 10

Платформы

Слой	Глубина (в км) от уровня моря	Плотность ρ	Скорость продольных волн V_p (в м/сек.)	Температура (в °С)	Давление (в атм.)	Агрегатное состояние
Гранитовый . .	0 9.2	2.68	5560	0 253	0 $2.5 \cdot 10^3$	Кристаллическое-анизотропное
Базальтовый . .	9.2 37.2	2.90	6400	253 760	$2.5 \cdot 10^3$ $10.5 \cdot 10^3$	
Перидотитовый .	37.2 100—130	3.09	7930	760 1450	$10.5 \cdot 10^3$ $31 \cdot 10^3$—$4 \cdot 10^4$	
Перидотитовый .	100—130 и ниже	—	—	—	—	Стекловатое, аморфное, изотропное

Горные сооружения

Гранитовый . .	0 32.6	2.68	5560	0 700	0 $8.7 \cdot 10^3$	Кристаллическое, анизотропное
Базальтовый . .	32.6 46.4	2.90	6400	700 880	$8.7 \cdot 10^3$ $12.7 \cdot 10^3$	
Перидотитовый .	46.4 100—130	3.09	7930	880 1450	$12.7 \cdot 10^3$ $31 \cdot 10^3$—$4 \cdot 10^4$	
Перидотитовый .	100—130 и ниже	—	—	—	—	Стекловатое, изотронное, аморфное

изостазию распространяющейся и на океанические части, тогда для сохранения полученной выше цифры веса элементарной колонки — $146 \cdot 10^5$ г, при средней глубине океана 4 км и плотности морской воды 1.03, придется принять, что дно сложено породой с плотностью 3.09, т. е. перидотитом, как и полагает Gutenberg (фиг. 5).

Резюмируем, в заключение, основные выводы нашей статьи, сведя основные цифры в одну табл. 10. Таблица начинается от уровня моря, поэтому значения для температуры и давления должны быть дополнены соответствующими показателями для масс выше уровня моря. Эта таблица представляет собою, конечно, не более, чем схему строения коры, требующую, вероятно, значительных исправлений. Основным дефектом ее является недостаточная полнота фактического материала — я думаю, что значительную долю известных фактов мне учесть не удалось. В принципе же, я надеюсь, эта схема близка к действительному положению вещей.

Литература

Р. О. Дэли. Изверженные породы и глубины земли. 1936.

Б. Гутенберг. Строение земли. 1935.

А. Вегенер. Происхождение материков и океанов. 1925.

Дж. Джоли. История поверхности земли. 1929.

В. Боуи. Изостазия. 1937.

Е. А. Розова. Составление годографа и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии. Труды Сейсм. инст. Акад. Наук СССР, 1936.

П. М. Никифоров. Заметка о результатах сейсмического исследования Коркинского взрыва. Вестник Акад. Наук СССР, № 10, 1936.

А. Е. Ферсман. Геохимия. 1934.