

Часть II

Строение планет и Луны

ГЛАВА 8

СТРОЕНИЕ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

«В то же время развитие планетной астрономии стимулировало и развитие геофизики. Углубление знаний об одной из планет Солнечной системы бросало новый свет на проблемы, общие для всех ее членов».

Джерард П. Койпер, Барбара М. Миддлхерст,
«Планеты и спутники».

8.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

К планетам земной группы относятся Меркурий, Венера и Марс. Все планеты земной группы, включая Землю, сравнительно малы. В результате в процессе своего образования они не смогли удержать наиболее распространённую в космосе водородо-гелиевую компоненту. Кроме того, все эти планеты имеют дефицит воды, метана, аммиака — легкокипящих и довольно распространённых в космосе соединений. Основными составляющими планет земной группы являются силикаты и железо.

Суждение о внутреннем строении планет земной группы основано на геофизических данных, данных о массах, радиусах и моментах инерции планет, данных физики высших давлений. Важные идеи вытекают из современных космогонических представлений.

Несмотря на скудность сведений, относящихся к этим планетам, вопрос об их моделях обсуждается в ряде статей и книг, опубликованных в последнее время.

В последние годы благодаря космическим исследованиям основные параметры Марса, Венеры и Меркурия были заметно уточнены. Как мы знаем из первой части данной книги, при построении модели планеты в первую очередь необходимо знать ее массу M , средний радиус R или среднюю плотность ρ и безразмерный момент инерции $I = I/MR^2 \approx C/Ma^2$, где C — момент инерции относительно полярной оси, a — экваториальный радиус. Эти пара-

метры, в основном из сводки Дж. Андерсона, приведены в табл. 8. В табл. 9 приведены первые коэффициенты ($J_2, A_{21}, A_{22}, B_{21}, B_{22}$) [см. формулу (18)] разложения внешнего гравитационного поля по сферическим функциям для Марса и Венеры. Для Марса в настоящее время получено

Т а б л и ц а 8

Данные наблюдений и параметры фигуры планет земной группы

Планета	M, e	$a, \text{ км}$	$\tau, \text{ сутки}$	q	
Меркурий	$3,314 \cdot 10^{26}$	2432 ± 7	$58,65$	$1,000 \cdot 10^{-6}$	
Венера	$4,871 \cdot 10^{27}$	6052 ± 6	$-243,16$	$6,101 \cdot 10^{-8}$	
Марс	$6,422 \cdot 10^{26}$	3402 ± 8	$1,027$	$4,609 \cdot 10^{-8}$	
Планета	α <td>$R, \text{ км}$</td> <td>$\rho/\text{см}^3$</td> <td>T</td> <td>e</td>	$R, \text{ км}$	$\rho/\text{см}^3$	T	e
Меркурий	$(4,0 \pm 1,4) \cdot 10^{-5}$	2432	$5,44$		
Венера	$(5,24 \pm 0,02) \cdot 10^{-5}$	6052	$5,25$		
Марс		3396	$3,91$	$0,375$	$0,0103 \pm 0,0033$

поле до шестой гармоники включительно ($m \leq n \leq 6$) (Р. Райзенберг, И. Шапиро, Р. Вайт, 1975). Таким образом, мы знаем крупномасштабную структуру гравитационного поля Марса намного лучше, чем было известно поле Земли до спутниковых измерений. В табл. 8 включено значение малого параметра теории фигуры q , динамического сжатия (сжатие внешней экваториальной поверхности гравитационного потенциала планеты) α [формула (14)] и геометрического сжатия e

$$q = \frac{0,2 a^3}{GM} = \frac{4\pi^3 a^3}{GM\tau^2}, \quad \alpha = \frac{3}{2} J_2 + \frac{1}{2} q, \quad e = \frac{a-h}{a}, \quad (13)$$

где ω и τ — угловая скорость вращения и период вращения планеты, h — полярный радиус. Средний радиус R в первом приближении выражается через акваториальный формулой $R = (1 - \frac{\alpha}{3}) a$. Безразмерный момент инерции \bar{I}

для Марса рассчитан по формуле Радо — Дарвина

$$\bar{I} = \frac{1}{MR^2} = \frac{2}{3} \left\{ 1 - \frac{2}{5} \left[5 \left(1 - \frac{3}{2} \frac{J_2}{\alpha} \right) - 1 \right]^{1/2} \right\}. \quad (14)$$

Формула Радо — Дарвина имеет смысл для равновесной планеты или планеты, достаточно близкой к равновесной. Как подробно разъяснено в гл. 2, для равновесной планеты величины q и J_2 одного порядка малости. Обращаясь к табл. 8 и 9, мы обнаруживаем, что для Венеры J_2 больше, чем q , в $450 \div 50$ раз. Следовательно, можно утверждать, что Венера — самая неравновесная планета в Солнечной системе. В этом отношении с ней, вероятно, сможет конкурировать лишь Меркурий, вращение которого

Т а б л и ц а 9

Коэффициенты разложения внешнего гравитационного поля Марса и Венеры

Гравитационные моменты	Марс	Венера	
	Значение 10^5 («Марнер-9»)	Значение 10^5 («Марнер-5»)	Значение 10^5 («Марнер-10»)
J_2	$195,5$	$2,7 \pm 0,9$	$(2 \pm 0,1)$
A_{21}, B_{21}	0		
A_{22}	$-5,4$	$-0,1 \pm 0,6$	$(1 \pm 0,1)$
B_{22}	$3,2$	$0,5 \pm 0,7$	$(1 \pm 0,1)$
A_{31}	$0,51$		
B_{31}	$2,8$		
A_{32}	$-0,58$		
B_{32}	$0,27$		
A_{33}	$0,5$		
B_{33}	$0,35$		
J_3, J_4	$1,13; -5,73$		
J_5, J_6	$-4,52; -6,65$		

также было сильно замедлено приливным трением и для которого пока отсутствуют соответствующие данные.

Обычный способ определения момента инерции планеты по известным J_2 и q основан на использовании формулы Радо — Дарвина (64), причем предполагается, что планета близка к гидростатическому равновесию. Масштаб неравновесности Венеры исключает возможность найти ее момент инерции таким путем. Для Венеры также неизвестна постоянная прецессии $H = Ma^2 J_2 C$, где C — полярный момент инерции, и неясно, можно ли будет определить ее в обозримом будущем. Отсюда следует, что найти момент инерции Венеры из данных наблюдений, по-видимому, невозможно.

Из-за того, что недра Марса и Венеры отклоняются от состояния гидростатического равновесия, разность их глав-

ных моментов инерции относительно осей, расположенных в экваториальной плоскости, не равна нулю. Эта разность может быть рассчитана по формуле

$$\frac{B-A}{MR^2} = 4\sqrt{A_{22}^2 + B_{22}^2} \quad (65)$$

и равна $(25,2 \pm 0,5) \cdot 10^{-5}$ для Марса и $(4,0 \pm 1,4) \cdot 10^{-5}$ для Венеры.

В январе 1972 г. советская станция «Марс-3», пропавшая в измерение магнитного поля на орбите вокруг Марса, обнаружила у этой планеты слабое дипольное поле (Ш. Ш. Долгинев, Е. Г. Ершенико, Л. Н. Жузгов). Ось диполя наклонена к оси вращения планеты под углом $\sim 15-20^\circ$, а полнота марсианского магнитного поля обратна полноте земного магнитного поля. Напряженность поля на магнитном экваторе диполя оценивается величиной $B_0 = 64$ гамма (1 гамма $= 10^{-5}$ эрстед), а магнитный дипольный момент Марса $M = B_0 \cdot R^3 = 2,5 \cdot 10^{22}$ Гс·см³. Вопрос о природе магнитного поля Марса и о связи этого поля с небольшим железным ядром планеты (или ядром из сплава Fe—FeS) остается открытым).

Измерения магнитного поля в окрестностях Венеры производились советскими и американскими космическими аппаратами «Венера-4», «Венера-9», «Венера-10», «Маринер-5» и «Маринер-10». До 1976 г. считалось, что Венера не обладает собственным магнитным полем. В 1976 г. Г. Расселл высказал гипотезу о том, что данные магнитных измерений на «Венере-4» можно интерпретировать, как указывающие на то, что у планеты может быть собственное магнитное поле. Убедительная аргументация в пользу существования у Венеры собственного магнитного поля на основе анализа данных аппаратов «Венера-4», «Венера-9», «Венера-10» была приведена Ш. Ш. Долгиновым с сотрудниками в 1977 г. Магнитный момент Венеры лежит в пределах $(3 \div 5) \cdot 10^{22}$ Гс·см³. Тогда напряженность поля на магнитном экваторе диполя оценивается величиной $B_0 = 14 \div 23$ гамма. Полнота венерианского магнитного поля совпадает с полнотой магнитного поля Земли.

Космическая станция «Маринер-10», трижды пролетев в 1974—1975 гг. мимо Меркурия, обнаружила у планеты дипольное магнитное поле с $B_0 = 350$ гамма (Н. Несс и соавтор Дунник). Магнитный момент $M = 4,7 \cdot 10^{22}$ эс·см³. Ди-

поль наклонен к нормали плоскости орбиты на угол 12° . Выяснение природы этого поля, так же как и в случае Марса и Венеры, требует дальнейших исследований.

8.2. НАПРЯЖЕНИЯ В НЕДРАХ МАРСА И ВЕНЕРЫ

Качественно максимальные касательные напряжения в недрах планеты t_{\max} можно оценить с помощью размерной формулы, согласно которой t_{\max} пропорционально произведению ускорения силы тяжести g , плотности ρ , радиуса R и негидростатических значений коэффициентов в разложении внешнего потенциала. В случае Земли максимальные напряжения обусловлены негидростатичностью квадрупольного момента ($J_2 - J_2^0$) $\sim 10^{-5}$. Остальные коэффициенты порядка 10^{-6} и меньше.

Вопрос о негидростатичности квадрупольного гравитационного момента Марса J_2 не исследован. Для Венеры, как это указывалось выше, практически вся величина J_2 связана с негидростатичностью планеты. Итак, согласно табл. 9 наибольшие напряжения в Марсе связаны с отливом от нуля коэффициентов ($J_n, n \geq 3, A_{22}, B_{22}, B_{31}$) и у Венеры с $J_2 \gg q$.

Радиус Марса и его ускорение силы тяжести примерно в два раза меньше соответствующих величин для Земли. Поэтому напряжения в недрах Марса лишь немного (в $2 \div 3$ раза) превосходят напряжения в недрах Земли, т. е. составляют несколько десятков бар и, может быть, доходят в некоторых областях до сотни бар.

Касательные напряжения в недрах Венеры, если принять верхний предел для J_2 такой, какой приведен в табл. 9, порядка 100 бар. Этот результат несколько неожиданный, так как наружный слой Венеры, казалось бы, должен быть более разогретым по сравнению с литосферным слоем Земли из-за высокой температуры поверхности Венеры. Качественный анализ напряжений в недрах Марса и Венеры можно рассматривать как указание на то, что обе планеты должны обладать мощными наружными литосферными оболочками толщиной в 100 км и более, чтобы выдерживать заметные негидростатические напряжения на протяжении космических интервалов времени. Другая возможность — предположить, что напряжения поддерживаются жесткими нижними мантиями Марса и Венеры.

8.3. МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ МЕРКУРИЯ, ВЕНЕРЫ И МАРСА¹⁾

Существует различие в определении $r(l)$ для Земли и для других планет. В случае Земли нам известна из сейсмологии величина $\Phi = K/r$ как функция радиуса, и при определении $r(l)$ для Земли мы смогли обойтись без уравнения состояния. Более того, с помощью уравнения Адамса — Вильямсона оказалось возможным рассчитать реальную модель Земли (см. рис. 22) и таким образом определить уравнение состояния земного вещества $r = r(\rho)$, используя только геофизические данные. В случае планет величина Φ неизвестна и поэтому необходимо знать уравнение состояния $r(\rho)$, дающее закон, по которому сжимается вещество планеты под весом вышележащих слоев. При расчетах моделей Меркурия, Венеры и Марса используются уравнение состояния земного вещества, а также уравнения состояния Fe, MgO, FeO, SiO₂, Al₂O₃ и др., определенные по динамическим и статическим экспериментальным данным.

Меркурий. На рис. 28 показано распределение плотности, давления и ускорения силы тяжести в модели Меркурия. Основные числовые параметры модели собраны в табл. 10. В показанной на рис. 28 двухслойной модели Меркурия планета состоит из железного ядра и силикатной оболочки. При построении модели не учитывалось, что Меркурий, как и все планеты земной группы, должен обладать корой. При расчете было использовано уравнение состояния $r = r(\rho)$ холодного железа, а для силикатной оболочки зависимость $r(\rho)$ браглась для реальной модели Земли. Меркурий обладает собственным магнитным полем и, вероятно, его ядро расплавлено. Поэтому распределение плотности, показанное на рис. 28, завывает плотность расплавленного ядра примерно на $\sim 10\%$. Давление на границе силикатной оболочки с ядром составляет $94.5 \cdot 10^3$ бар, а температура по оценкам $\sim 2000^\circ\text{C}$. Согласно фазовой диаграмме системы (Mg, Fe)₂SiO₄, показанной на рис. 19, в термодинамических условиях меркурианских недр магнетитовые оливины не будут испытывать фазовый переход в фазы высокого давления. Следовательно, недра Меркурия состоят из оливиновой оболочки и железного ядра.

¹⁾ Наше изложение основано на работах С. В. Козловой, опубликованных в Институте физики Земли АН СССР им. О. Ю. Шмидта.

Венера. О Венере имеется мало данных. В этих условиях, с учетом того, что Венера является планетой — близнецом Земли, модель Земли может служить хорошим приближением для модели Венеры. На рис. 29 показано распределение плотности, давления и ускорения силы тя-

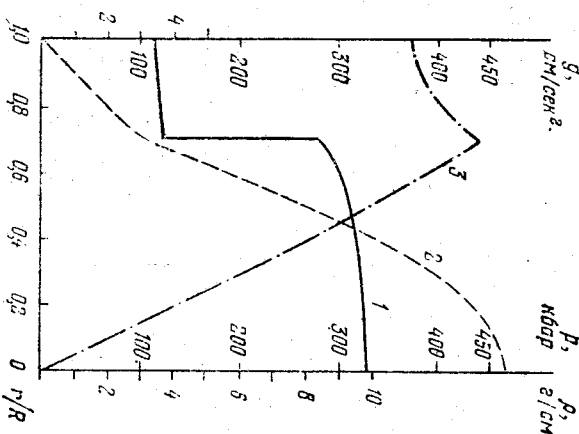


Рис. 28. Модель Меркурия с ядром из железа. Кривые 1, 2, 3 — распределение плотности ρ , давления P и ускорения силы тяжести g вдоль радиуса.

жести в модели Венеры. Основные числовые параметры модели собраны в табл. 11. Трехслойная модель планеты состоит из коры мощностью 16 км, силикатной оболочки, которая на глубине 3224 км граничит с железным ядром. При расчете модели Венеры были использованы те же уравнения состояния, что и при построении модели Меркурия. Реальная плотность расплавленного венерианского ядра должна быть меньше показанной на рис. 29, примерно на 10% . Это обусловлено тем, что при расчете было использовано холодное уравнение состояния железа. Минералогический состав оболочки Венеры, видимо, близок к составу земной оболочки, подробно описанному в § 7.4. Относительное содержание железа в недрах Венеры и Земли примерно одинаково. Выше указывалось, что каса-

Числовые параметры модели Меркурия с мантией из вещества верхней мантии Земли и железным ядром,
 $M = 3,302 \cdot 10^{28}$ г, $R = 2437$ км, $\bar{\rho} = 5,45$ г/см³,
 $C/MR^2 = 0,324$, $M_{\text{ядро}} = 59,8\%$ M

r/R	r, км	ρ , г/см ³	M(r)/M	ρ , г/см ³	ρ , г/см ³
1,000	2437	3,29	1,000	0	371
0,95	2315	3,35	0,914	14,5	376
0,9	2193	3,39	0,832	30,8	382
0,8	1950	3,47	0,697	63,0	404
0,7097	1730	3,54	0,598	95,8	440
Железное ядро					
0,7097	1730	8,30	0,598	95,8	440
0,65	1584	8,85	0,465	148	410
0,6	1462	9,07	0,372	102	381
0,5	1218	9,31	0,219	271	324
0,4	975	9,49	0,114	340	263
0,3	731	9,64	0,098	392	198
0,2	487	9,74	0,014	432	132
0,1	244	9,81	0,002	456	68
0	0	9,83	0	465	0

тельные напряжения в недрах Венеры в несколько раз больше, чем в недрах Земли. Возможно, что недра Венеры обладают большей прочностью, чем недра Земли из-за того, что там находится меньше примесей легучих веществ, понижающих прочность. Одним из нерешенных вопросов, важных для понимания тектонической активности планеты, является вопрос о наличии у Венеры под литосферным слоем, так же как и у Земли, размягченного астеносферного слоя. Вероятно, этот вопрос, как и многие другие, может быть решен при прямых исследованиях планеты с помощью геофизической аппаратуры, установленной на ее поверхности.

Марс. О Марсе имеется больше данных, чем о Меркурии и о Венере. Определение реальной модели Марса представляет собой сложную и вместе с тем очень важную задачу планетологии. Имеются геологические указания о том, что физико-химические условия конденсации вещества протопланетного облака в зоне Марса были тако-

вы, что заметная доля железа связывалась серой, а сами ферромагнетизальные силикаты должны заметно сместиться в сторону железистых силикатов по сравнению с силикатами, которые конденсировались в зоне Земли, Венеры

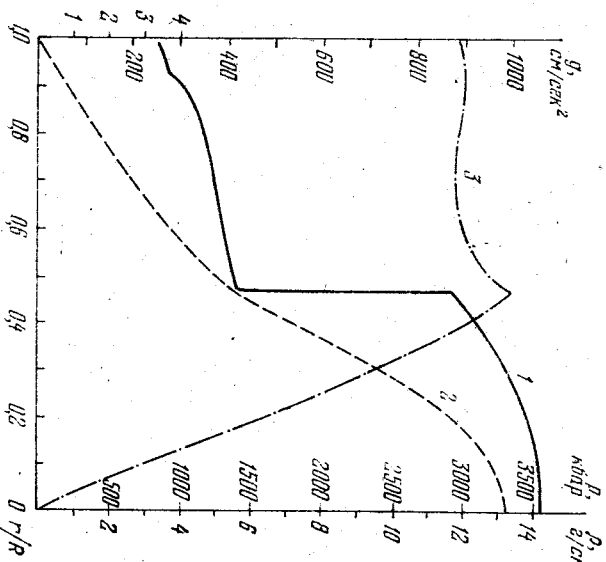


Рис. 29. Модель Венеры с ядром из железа. Кривые 1, 2, 3 — распределение плотности ρ , давления p и ускорения силы тяготения в ядре Венеры.

и Меркурия. Таким образом, построение модели Марса, удовлетворяющей данным наблюдений, по существу, должно ответить на два фундаментальных вопроса:

- 1) Действительно ли ядро Марса содержит заметное количество FeS?
- 2) Заметно ли больше молекулярное отношение Fe/Mg в силикатной оболочке Марса, чем, скажем, в силикатной оболочке Земли?

Однозначного утвердительного ответа на первый вопрос получить не удается. Можно построить модель Марса с чисто железным ядром, удовлетворяющие данным наблюдениям. Решающим экспериментом, который бы установил, состоит ли ядро Марса из чистого железа или пред-

Числовые параметры модели Венеры с магнетитом и вещества магниты Земли и железный ядром,
 $M = 4,874 \cdot 10^{27}$ г, $R = 6050$ км, $\rho = 5,25$ г/см³,
 $C/MR^2 = 0,332$, $M_{\text{ядро}} = 24,6\% M$

r/R	r, км	ρ , г/см ³	M(r)/M	p, кбар	β , г/см ³
Кора					
1,000	6050	2,8	1,000	0	887
0,9974	6034	2,8	0,996	4	888
Мантия					
0,9974	6034	3,315	0,996	4	888
0,95	5748	3,54	0,907	93	891
0,925	5596	3,64	0,863	140	895
0,9	5445	3,95	0,815	188	897
0,8	4840	4,61	0,638	420	885
0,7	4235	4,90	0,484	678	878
0,6	3630	5,18	0,360	945	895
0,5	3025	5,45	0,270	1245	961
0,4672	2826	5,55	0,246	1355	1002
Железное ядро					
0,4672	2826	11,6	0,246	1355	1002
0,4	2420	12,3	0,160	1790	891
0,3	1815	13,2	0,070	2440	697
0,2	1210	13,8	0,022	2908	489
0,1	605	14,1	0,003	3180	230
0	0	14,2	0	3300	0

связывает собой сплав Fe—FeS, было бы определение радиуса ядра Марса сейсмическими методами. На второй поставленный вопрос уже сейчас можно дать утвердительный ответ. Да, силикатная оболочка Марса заметно обогащена железом, так что молекулярное отношение Mg/(Mg+Fe) составляет $\sim \frac{2}{3}$. Этот результат как бы подтверждает картину конденсации протопланетного облака, которая обсуждается в настоящее время. На рис. 30 показано распределение плотности и ускорения силы тяжести в модели Марса, которая разработана на основании наблюдений. Основные числовые параметры модели собраны в табл. 12. В этой модели Марс имеет мощную кору толщиной в 100 км, обогащенную железом по сравнению с магнитным веществом Земли, силикатную оболочку толщиной 2426 км и небольшое железное ядро. Железное

ядро Марса составляет 7% полной массы планеты. На рис. 30 показано также распределение плотности в Марсе с ядром из сплава Fe—FeS, взятое из работы

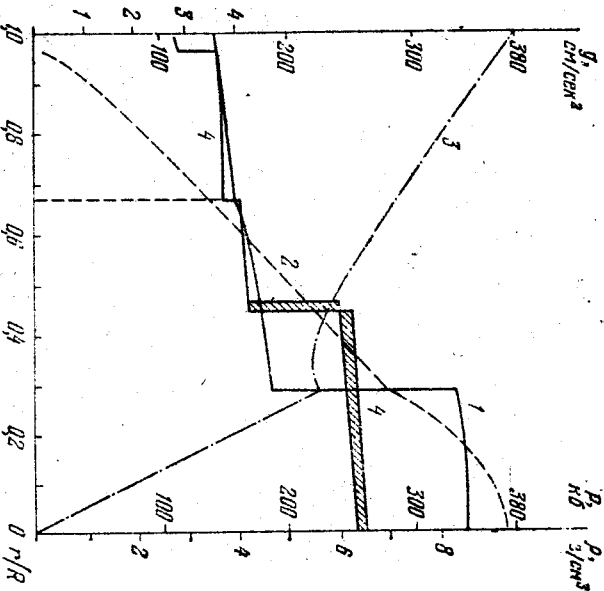


Рис. 30. Модель Марса с железным ядром. Кривые 1, 2, 3 — распределение плотности ρ , давления p и ускорения силы тяжести β в ядре радиуса. Кривая 4 — распределение плотности в модели Марса конденсационного состава с ядром из Fe—FeS по Д. Андерсону.

Дона Андерсона. Добавка FeS в железное ядро Марса понижает его плотность, увеличивает радиус, но мало сказывается на распределении плотности в силикатной оболочке планеты.

Для суждения о минералогическом составе оболочек Марса следует обратиться к фазовой диаграмме $(Mg, Fe)_2SiO_4$ (см. рис. 19). Для состава $(Mg_0,8Fe_0,2)SiO_4$ при температурах $\sim 1600^\circ C$ (подходящая оценка температуры в недрах Марса) переход оливина (о) в шпинель (γ) начинается при ~ 85 кбар на глубине ~ 600 км. Полный переход $\alpha \rightarrow \gamma$ занимает при постоянной температуре интервал ~ 40 кбар, чему отвечает изменение глубины на 350 км. Если учесть, что в этом переходном слое температура также возрастает, то можно ожидать, что

Числовые параметры модели Марса с мантией из вещества верхней мантии Земли (с добавкой к нему 13,35% Fe) и железным ядром.

Общее содержание железа $\approx 25\%$, кора толщиной 100 км

$M_{\text{коры}} = 6,2\%$ $M = 7,3\%$ $M_{\text{сидерит}}$

$M = 6,423 \cdot 10^{26}$ г, $a = 3392$ км, $R = 3386$ км,

$\rho = 3,95$ г/см³, $C/MR^2 = 0,376$

r/R	r, км	ρ , г/см ³	M(r)/M	r, радиус	$\frac{r^2}{R^2}$, см/см ²
1,000	3386	2,83	1,000	0	374
0,9705	3286	2,86	0,938	10,6	372
			Кора		
0,9705	3286				
			Мантия		
0,9	3047	3,63	0,938	10,6	372
0,8	2709	3,73	0,765	42,6	353
0,7	2370	3,84	0,558	85,9	326
0,6	2032	3,94	0,392	126,9	299
0,5	1693	4,13	0,263	165,6	271
0,4	1354	4,34	0,165	202,8	247
0,2834	980	4,51	0,0965	238	224
		4,65	0,0485	278	225
			Железное ядро		
0,2834	980	8,33	0,0485	278	225
0,2	677	8,42	0,0173	323	159
0,1	339	8,50	0,0022	358	80
0	0	8,53	0	371	0

переходный слой в силикатной мантии Марса расположен на глубинах $\sim 600 \div 1100$ км. В этом слое сосуществуют α - и γ -фазы. Переход из α - в γ -фазу сопровождается увеличением плотности на $\sim 10\%$. Глубже примерно 1100 км расположена нижняя мантия Марса, состоящая в основном из шингелевой модификации оливинов. Пироксен в нижней мантии Марса примет структуру ильменита с увеличением плотности на 15—18%. У подошвы мантии должны произойти дальнейшие фазовые переходы, при которых силикаты перейдут в структуру перовскита.

Все эти выводы можно сделать, если использовать данные, приведенные в § 7.4. Полное содержание железа в Марсе $\leq 25\%$. Это заметно меньше, чем у Земли и Венеры ($> 30\%$), которые в свою очередь содержат железа меньше, чем Меркурий.