

неты 3. имеется спутник — Луна, обращающийся вокруг неё на ср. расстоянии 384 400 км.

Форма 3. — геоид: из-за вращения её фигура близка к эллипсоиду, она сплюснута у полюсов и растянута в экваториальной зоне. Ср. радиус $R_{\oplus} = 6371,032$ км, экваториальный — 6378,160 км, полярный — 6356,777 км (сжатие равно 1/298,25). Площадь поверхности 510,2 млн. км², объём $1,083 \cdot 10^{12}$ км³, ср. плотность 5518 кг/м³, масса $M_{\oplus} = 5,976 \cdot 10^{24}$ кг. Ускорение свободного падения на экваторе 9,7805 м/с². Отклонение потенциала внеш. гравитац. поля 3. от ньютоновского потенциала мало (~ 1/300). Первый поправочный член к ньютоновскому потенциалу связан с величиной сжатия геоида и равен $1,08270 \cdot 10^{-3}$; отклонение геоида от эллипсоида описывается последующими поправочными членами, величины к-рых на три порядка меньше первого члена. Они содержат информацию о флуктуациях плотности в недрах 3., об отклонении 3. от состояния гидростатич. равновесия, различии моментов инерции 3. относительно её гл. осей. Момент инерции 3. относительно оси вращения $I = 8,04 \cdot 10^{37}$ кг·м², безразмерный ср. момент инерции 3. $I^* = I/M_{\oplus} R_{\oplus}^2 = 0,33076$, что указывает на концентрацию массы к центру планеты (за счёт роста плотности с глубиной под действием давления, из-за роста с глубиной концентрации тяжёлых компонентов вещества 3., а также из-за уплотнения вещества в недрах при происходящих там фазовых переходах).

3. обладает магн. полем, имеющим дипольный характер, но на больших высотах ($> 3R_{\oplus}$) структура поля значительно сложнее (см. *Магнитосфера Земли*). Магн. полюсы 3. не совпадают с её географич. полюсами; дипольный магн. момент 3., равный $8 \cdot 10^{25}$ единиц СГС, образует с осью вращения 3. угол 11,5°. Напряжённость геомагн. поля убывает от магн. полюсов к магн. экватору от 0,70 до 0,42 Э. Осн. магн. поле испытывает медленные вековые вариации. С периодом от сотен тыс. лет до неск. десятков млн. лет происходит смена полярности магн. поля 3. Само существование у 3. этого поля объясняется эффектом гидромагнитного динамо в её жидком металлич. ядре (см. *Земной магнетизм*).

Согласно сейсмич. данным, недра 3. разделяются на три осн. области: кору, мантию и ядро. Кора отделена от мантии резкой сейсмич. границей, на к-рой скорости сейсмич. продольных волн v_p , поперечных волн v_s и плотность ρ скачкообразно возрастают. Эту границу наз. границей Мохоровичича (граница Мохо, или М). Осн. типы земной коры — океаническая и материковый (толщина с учётом слоя воды ~ 10 км) и материковый (толщина до неск. десятков км в горных районах); в зонах перехода от материка к океану кора имеет промежуточный тип. Эффективная толщина коры принимается равной 35 км. В интервале глубин 35—2885 км расположена силикатная оболочка, или мантия 3. Сейсмич. граница на глубине 2775 км между мантией и ядром 3. была открыта в 1914 Б. Гутенбергом (В. Gutenberg). Эта граница — наиб. резкая граница раздела в недрах 3. Она сильно отражает и преломляет сейсмич. волны. На ней скорость продольных волн (P-волн) скачком падает от 13,6 км/с в мантии до 8,1 км/с в ядре, а скорость поперечных волн (S-волн) уменьшается от 7,3 км/с до нуля. Непрорускание ядром 3. поперечных волн означает, что модуль сдвига ядра равен нулю, т. е. ядро 3. — жидкое. На рис. 1 представлена сейсмич. модель 3., т. е. показан характер изменения скоростей P- и S-волн с глубиной. В соответствии с данными сейсмологии, земные недра разделяются на восемь зон: А, В, С, D (D' и D''), E, F, G. Зона А (0—35 км) — земная кора; зона В (35—400 км) — слой пониженных скоростей сейсмич. волн; зона С (400—1000 км) — зона аномально быстрого возрастания скоростей (переходный слой); зона D разделяется на зону D' (1000—2700 км) — нормаль-

ного возрастания скоростей за счёт увеличения давления — и зону D'' (2700—2885 км) — узкую граничную зону мантии с ядром, характеризующуюся постройством скоростей сейсмич. волн; зона E (2885—4980 км) — жидкое внеш. ядро; зона F (4980—5120 км) — переходная зона ядра; зона G (5120—6371 км) — твёрдое внутр. ядро 3. Распределение плотности, давления

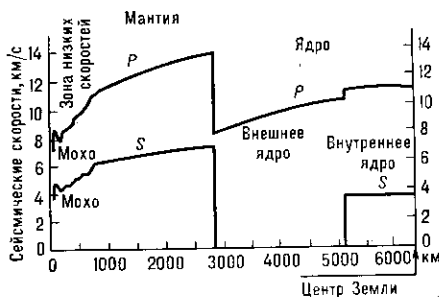


Рис. 1. Сейсмическая модель Земли: изменение скорости сейсмических P- и S-волн с глубиной.

и ускорения свободного падения в 3. представлено на рис. 2. Совр. модели 3. выделяют литосферу — наружную зону, включающую в себя кору и верх. зону мантии приблизительно до глубины 70 км. Литосфера расколота примерно на 10 больших плит, по границам к-рых расположено подавляющее число очагов землетрясений. Под жесткой литосферой расположен слой повышенной текучести — астеносфера 3. Из-за малой вязкости астеносферы литосферные плиты плавают в «астеносферном океане», находясь тем самым в изостатич. равновесии. Астено-

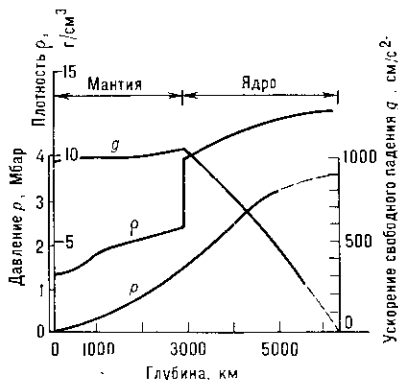


Рис. 2. Распределение плотности ρ , давления p (1 Мбар = 10^{11} Па) и ускорения свободного падения g внутри Земли.

сфера почти совпадает со слоем пониженных скоростей сейсмич. волн, т. к. в ней темп-ры мантийного вещества наиб. близко подходят к темп-рам плавления. Согласно концепции больших горизонтальных перемещений литосферных плит и раздвигания океанич. дна [концепции «мобилизма», А. Вегенер (А. Wegener), 1912], кора 3. создается в рифтовых зонах океанов и, как ленточный конвейер, движущийся со скоростью ≈ 5 см/год, раздвигается, а у глубоководных желобов погружается в мантию. У оси рифта астеносфера ближе всего подходит к поверхности 3., по мере отодвигания литосферной плита остывает, и на расстоянии $\sim 10^3$ км от рифта толщина её стабилизируется и достигает 70—80 км, на континентах толщина литосферы может достигать 150—200 км. По-видимому, процессы, протекающие в астеносфере, определяют геол. строение земной коры, в ней же расположены и первичные магматич. очаги вулканов.

Оболочечная структура 3. находит естеств. объяснение как следствие дифференциации её вещества под