

Общая геодезическая и геофизическая характеристика Земли.

Общие параметры Земли. Форма и размеры Земли

Общая характеристика нашей планеты (по В.Н. Сальникову) может быть представлена в виде перечня следующих параметров:

- экваториальный радиус (а) - 6378,16 км;
- полярный радиус (с) - 6356,78 км;
- сжатие планеты абсолютное (а-с) - 22 км;
- площадь земной поверхности - $5,10 \times 10^{18} \text{ см}^2$;
- объем планеты - $1,083 \times 10^{27} \text{ см}^3$;
- масса - $5,976 \times 10^{27} \text{ Г}$;
- средняя плотность $5,517 \text{ г/см}^3$;
- масса атмосферы - $5,1 \times 10^{21} \text{ Г}$;
- масса гидросферы - $1,4 \times 10^{24} \text{ Г}$;
- масса земной коры - $2,4 \times 10^{25} \text{ Г}$;
- масса мантии - $4,1 \times 10^{27} \text{ Г}$;
- масса ядра Земли - $1,9 \times 10^{27} \text{ Г}$;
- давление в центре планеты - 3657 кбар;
- температура в центре планеты - 4000-6000⁰С ?;
- средний радиус орбиты - $1,496 \times 10^8 \text{ км}$;
- скорость движения по орбите - 29,77 км/с.

Уже в 6 веке до нашей эры люди знали, что Земля шар. Пифагор и Аристотель отмечали, что при движении с севера на юг происходит изменение положения полярной звезды. Об этом же свидетельствовали восходы и закаты Солнца, лунные затмения (тень Земли на Луне в виде части круга). Эратосфен измерил длину одного градуса и тоже сделал вывод о шаровой форме Земли. Ньютон первый доказал, что Земля у полюсов сплюснута, то есть Земля является не шаром, а эллипсоидом.

Дальнейшие исследования показали, что форма Земли очень сложна и не соответствует ни одной правильной геометрической фигуре. Поэтому при определении размеров и формы Земли считают, что она ограничена

поверхностью *геоида* (гео – земля, идио – подобие) – воображаемой поверхностью. Под геоидом понимают уровненную поверхность, всюду перпендикулярную к действительному направлению отвеса, т.е. силы тяжести. Она совпадает с зеркалом воды в океанах и морях (в состоянии покоя). Под материками она представляет как бы мысленное продолжение поверхности океана. Эта фигура, поверхность которой на суше выше поверхности эллипсоида на несколько десятков метров, а в океанах на столько же ниже. Вдоль экватора у геоида есть несколько впадин и выпуклостей с амплитудой не более 200 м. Таким образом, геоид это фигура не столько геометрическая (как эллипсоид), сколько физическая.

При геодезических работах все абсолютные высоты и глубины определяются по отношению к уровню моря, т.е. поверхности геоида. Расчеты показали, что истинная фигура Земли ближе к трехосному эллипсоиду вращения, малая полярная ось которого является осью вращения.

Практически геоид можно представить как форму незначительно сплюснутого в полосах шара, у которого экваториальный радиус (большая полуось эллипсоида) = 6 378,169 км, а полярный радиус (малая полуось) = 6356,715 км, разница 21,5 км. Отношение разности между большой (а) и малой (с) полуосями к большой полуоси - $\left(\frac{a - c}{a}\right)$ называется *полярным сжатием* Земли $n = \frac{1}{297,3}$. Там, где не требуется высокая точность, можно считать Землю шаром с R – 6370 км.

Площадь Земли = 510 млн. км², объем 1083204 млн. км³. Твердая оболочка Земли обладает расчлененным рельефом, определяющим положение суши на Земле – гора Эверест (Джомолунгма) в Гималаях достигает высоты 8848 м, наибольшая глубина обнаружена в Марианской впадине Тихого океана – 11022 м (у Марианских островов). Таким образом, наибольший размах (амплитуда) рельефа земной поверхности около 20 км.

Рельеф и гипсографическая кривая поверхности Земли

Различают мега - макро -, мезо- и микроэлементы рельефа Земли.

К *мегаэлементам* рельефа относятся материки и океаны. Отметим то, что есть необъяснимые тенденции в группировке материков парами (Северная и Южная Америки, Европа – Африка, Азия – Австралия), в образовании форм в виде треугольников, обращенных на север, в неравномерном распределении на поверхности Земли (в одном полушарии). Немецкий ученый Вегенер в начале XX века, опираясь на гипотезы де Бомона, открытия в Альпах колоссальных горизонтальных перемещений и сходство границ различных материков, пришел к выводу, что главными силами в развитии Земли являются горизонтальные движения. Макроэлементы рельефа материков – это хребты, кряжи, равнины, низменности. Равнины занимают большую часть материков.

Мезоэлементы рельефа материков – это отдельные горы, долины рек, впадины озер. Высочайшая гора на Земле Эверест (Джомолунгма) в Гималаях (8848 м от уровня океана, от центра Земли – 6 384 412 м.).

Микроэлементы рельефа материков – это овраги, берега рек, озер, морей и т.п.

Равнины (платформы материков - континентов), переходя под воду, образуют шельф (почти горизонтальная поверхность - до 250 м глубиной). Далее идет континентальный склон (до глубин в 2500 м, уклон – 3-7°, редко до 15- 25°). На континентальном склоне имеются многочисленные каньоны. На глубинах от 2000 – 2500 м до 3000 – 3500 м находится континентальное подножие, а еще глубже ложе Мирового океана со средней глубиной 3794 м. Ложе Мирового океана занимает более 50% поверхности Земли.

В 1957 г была обнаружена мировая система подводных срединно-океанических хребтов, не уступающих по протяженности (60 тыс. км), ширине и относительной высоте горным системам континентов.

Зоны перехода между континентами и океанами не везде одинаковы. К элементам переходной зоны между материками и океанами относят окраинные моря (Охотское, Японское, Южно- Китайское и др.), островные

дуги (Япония, Филиппины и др.), глубоководные впадины (желоба- 7-11 км), отделяющие островные дуги от ложа Мирового океана.

Наглядное представление о рельефе Земли дает гипсографическая кривая соотношения площадей, занятых на поверхности Земли различными абсолютными высотами и глубинами. Для построения гипсографической кривой по оси ординат откладываются высоты и глубины, а по оси абсцисс – площади, занятые этими высотами и глубинами в млн. км²(или в % от общей площади земной поверхности) (рис.).

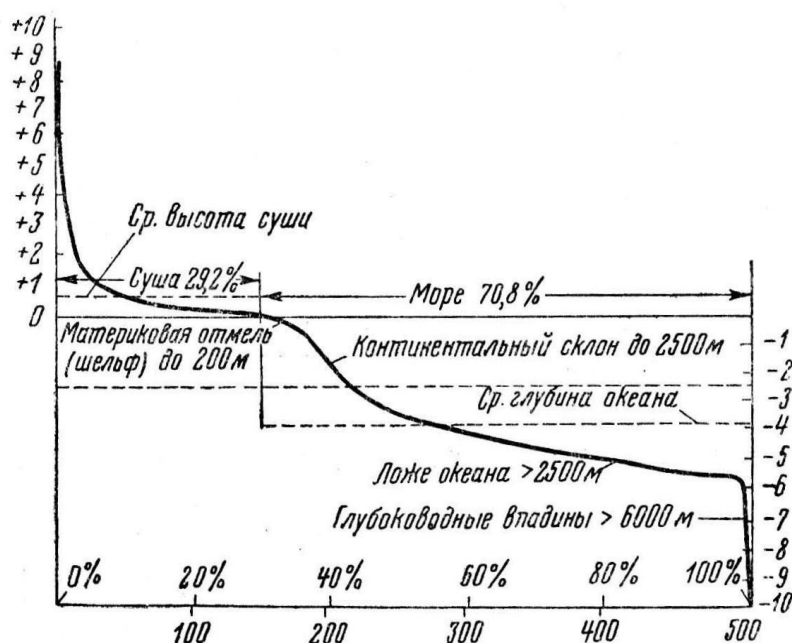


Рис. Гипсографическая кривая. По горизонтальной оси: цифры снизу – площадь земной поверхности в сотнях миллионов квадратных километров; сверху – проценты площади высотных ступеней; по вертикальной оси – высоты в километрах.

Таким образом, гипсографическая кривая отражает обобщенный идеальный профиль земной поверхности. Из нее видно, что на суше преобладают высоты менее 1000 м (75 % площади), а в океане глубины от 3000 до 6000 м. Средняя высота материков 850 м, средняя глубина океанов 3800 м. Из 510 млн. км² земной поверхности на долю океана приходится 361 млн. км² (70,8 %), а суша занимает всего 149 млн. км² (29,2 %).

Возвышенности на материках располагаются в виде 2-х поясов: один приурочен к Тихоокеанскому побережью и включает горы Восточно-Азиатских островов, Кордильеры, Анды, Антарктические Анды. Самая высокая гора этого пояса – Аконкагуа – высота 6960 м.

Второй пояс включает: Пиренеи, Атлас, Альпы, Апеннины, Балканы, Кавказ, Памир, Гималаи, горные цепи Индокитая и Малайского архипелага. Наивысшая вершина этого пояса – Эверест.

Масса и плотность Земли

Масса Земли равна $5,975 \times 10^{27}$ г, она составляет 1/33432 массы Солнца, приблизительно стабильна. Плотность Земли средняя, определенная путем деления массы Земли на ее объем равна $5,5 \text{ г/см}^3$. Эта величина значительно превышает плотность верхних горизонтов земной коры, которая определяется на основании многочисленных измерений плотностей пород, выходящих на поверхность. Установлено, что плотность наиболее распространенных пород земной коры (песчаников, глин, известняков, гранитов, базальтов) колеблется в пределах $2,3\text{-}3,1 \text{ г/см}^3$, следовательно плотность глубинных зон планеты должна быть значительно выше (в пределах $12\text{-}14 \text{ г/см}^3$).

Для определения плотности вещества недр Земли на различных глубинах используют, прежде всего, скорости распространения сейсмических волн, данные о распределении силы тяжести, движении полюсов, приливах, вызванных притяжением Луны, Солнца и т.п.

Наиболее широко применяются сейсмические методы, основанные на изучении путей и скоростей распространения упругих колебаний внутри Земли, возникающих при землетрясениях или искусственных взрывах.

Среди упругих колебаний, возникающих в очаге землетрясения, выделяют продольные, поперечные и отчасти поверхностные волны. В *продольных волнах* частицы материи колеблются в направлении движения волны (вдоль сейсмического луча). При этом создаются участки сжатия и растяжения, распространяющиеся во все стороны от очага землетрясения.

Такие волны можно рассматривать как реакцию среды на внезапное изменение объема, а т.к. изменению объема сопротивляются все агрегатные состояния вещества, то продольные волны могут распространяться в твердых, жидких и газообразных средах. Продольные волны распространяются быстрее других и первыми доходят до места наблюдения.

В *поперечных волнах* частицы материи колеблются в плоскости перпендикулярно к направлению сейсмического луча. Эти волны представляют собой реакцию среды на изменение формы и поэтому могут распространяться только в твердых телах (жидкости и газы изменениям формы не сопротивляются). Поперечные волны распространяются медленнее продольных волн и доходят до поверхности вторыми.

Поверхностные волны могут возникать только у свободной поверхности упругой среды (например, у поверхности раздела Земля – воздух) и быстро затухают по мере удаления от этой поверхности.

Если бы Земля была однородной и состояла бы всюду из вещества с одинаковыми твердостью, плотностью, то скорость распространения упругих колебаний была бы всюду одинакова и волны распространялись бы только прямолинейно. Однако распространение их происходит сложнее. Скорость распространения сейсмических упругих волн, их сила и частота меняются с изменением состава или свойств пород. Установлено, что продольные волны изменяют скорость на определенных глубинах скачками. На этих же глубинах резко меняется и направление сейсмических лучей – происходит их преломление и даже частичное отражение (рис.).

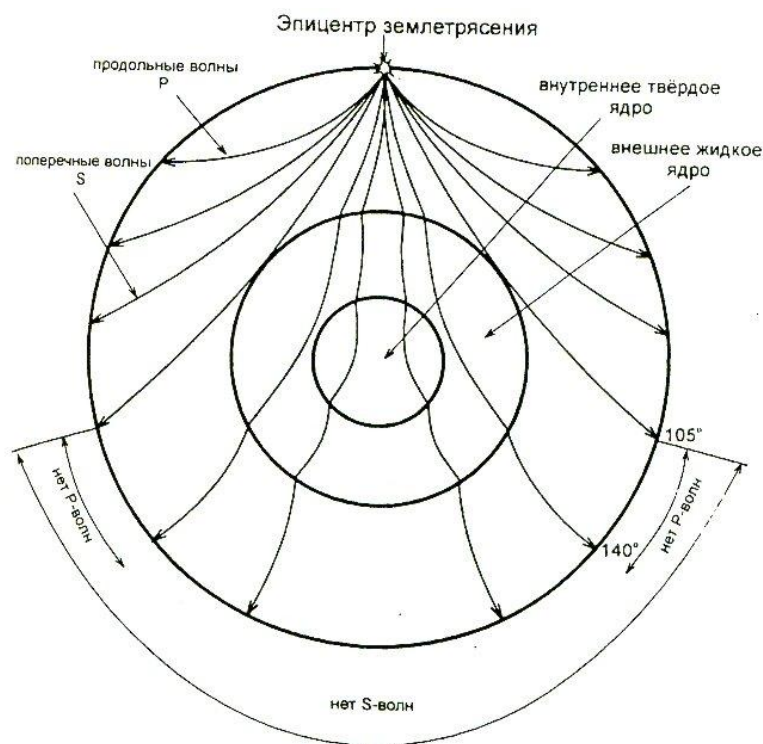


Рис. Прохождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. Поперечные волны не проходят через жидкое внешнее ядро, а у продольных есть «зона тени» в 35° , так как в жидком ядре волны преломляются.

Подобные изменения довольно четко наблюдаются на глубинах от 5 до 80 км, 2900 км (граница внешнего ядра Земли) и 5100 км (граница внутреннего ядра Земли). Это так называемые поверхности раздела I порядка. Первая из них нижняя граница земной коры именуется поверхностью *Мохоровичича* («мохо») по имени югославского ученого, открывшего ее в 1909 г. при изучении сейсмограмм землетрясения на Балканах. Ниже границы земной коры находится мантия земного ядра. В ней в области верхней мантии выявлена (1926 г.) астеносфера – слой Гуттенберга. В нем происходит замедление скоростей поперечных волн, свидетельствующее о пластичном состоянии его.

На глубине 2900 км наблюдается особенно резкое преломление продольных волн, а поперечные затухают, что доказывает резкое изменение физических свойств на этой глубине (рис.). Это граница мантии и внешнего ядра, которое является жидким. На это же указывают наблюдения за

суточной «болтанкой» (нутацией) «земной оси». Суточная нутация отсутствовала бы в случае твердого ядра.

Следующий скачок продольных и генерация поперечных волн происходит на глубине 5100 км и это отражает границу между жидким внешним и твердым внутренним ядрами Земли.

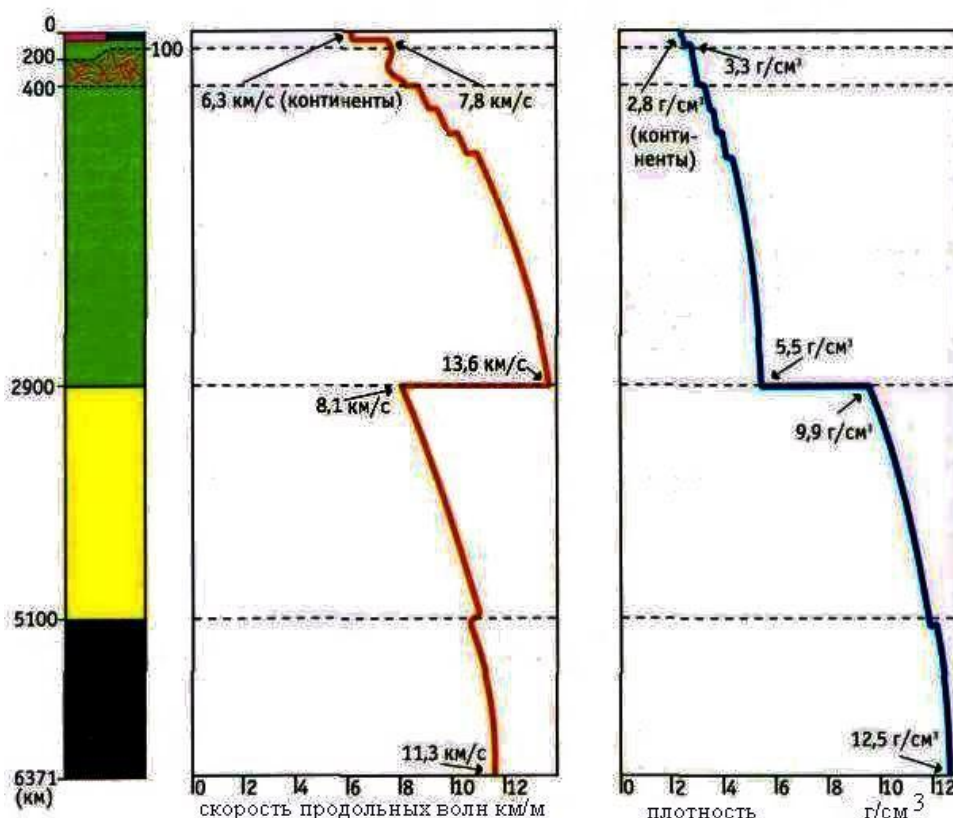


Рис. Характер распространения сейсмических волн (а) через геосферы Земли и изменение средней плотности (б) (по М.Б. Сергееву, 2000).

Плотность пород ниже границы «мохо» меняется примерно от 3 г/см³ до 5,5 г/см³ в мантии на границе с ядром, а затем скачкообразно от 9,9 г/см³ до 10,8 г/см³ в верхней мантии и затем до 12,5 г/см³ в центре Земли (рис.).

Теплота Земли. Вероятные источники внутренней теплоты

Геотермия — наука, изучающая тепловое поле Земли. Средняя температура поверхности Земли имеет общую тенденцию к уменьшению. Три млрд. лет назад средняя температура на поверхности Земли составляла 71°, сейчас — 17°. Источниками теплового (термического) поля Земли являются внутренние и внешние процессы. Теплота Земли вызывается

солнечной радиацией и зарождается в недрах планеты. Величины притока тепла от обоих источников количественно крайне неодинаковы и различны их роли в жизни планеты.

Солнечный нагрев Земли составляет 99,5% от всей суммы тепла, получаемого ее поверхностью, а на долю внутреннего нагревания приходится 0,5 %. К тому же приток внутреннего тепла очень неравномерно распределен на Земле и сосредоточен в основном в местах проявления вулканизма.

Внешний источник - это солнечная радиация. Половина солнечной энергии поглощается поверхностью, растительностью и приповерхностным слоем земной коры. Другая половина отражается в мировое пространство. Солнечная радиация поддерживает температуру поверхности Земли в среднем около 0°C . Солнце прогревает приповерхностный слой Земли на глубину в среднем 8 – 30 м, при средней глубине в 25 м, влияние солнечного тепла прекращается и температура становится постоянной (нейтральный слой).

Глубина эта минимальна в зонах с морским климатом и максимальна в Приполярье. Ниже этой границы располагается пояс постоянной температуры, соответствующей средней годовой температуры данной местности. Так, например, в Москве на территории сельхоз. академии им. Тимирязева, на глубине 20 м температура с 1882 г неизменно сохраняется равной $4,2^{\circ}\text{C}$. В Париже на глубине 28 м термометр уже более 100 лет неизменно показывает $11,83^{\circ}\text{C}$. Слой с постоянной температурой самый глубокий там, где развита многолетняя (вечная) мерзлота. Ниже пояса постоянной температуры следует зона геотермии, для которой свойственно тепло, генерируемое самой Землей.

Внутренними источниками являются недра Земли. Земля излучает в мировое пространство больше тепла, чем она получает от Солнца. К внутренним источникам относят остаточное тепло с того времени, когда планета была расплавлена, тепло термоядерных реакций, протекающих в недрах Земли, тепло гравитационного сжатия Земли под действием силы

тяжести, тепло химических реакций и процессов кристаллизации и др. (например приливное трение). Тепло из недр идет в основном из подвижных зон. Увеличение температуры с глубиной связано с существованием внутренних источников тепла – распадом радиоактивных изотопов – U, Th, K, гравитационной дифференциацией вещества, приливным трением, экзотермическими окислительно-восстановительными химическими реакциями, метаморфизмом и фазовыми переходами. Скорость возрастания температуры с глубиной определяется рядом факторов – теплопроводностью, проницаемостью горных пород, близостью вулканических очагов и т.п.

Ниже пояса постоянных температур идет повышение температуры, в среднем 1° на 33 м (*геотермическая ступень*) или на 3° через каждые 100 м (*геотермический градиент*). Эти величины являются показателями теплового поля Земли. Понятно, что эти величины средние и разные по величине в различных областях или зонах Земли. Геотермическая ступень в различных точках Земли различна. Например, в Москве – 38,4 м, в Ленинграде 19,6, в Архангельске – 10. Так, при бурении глубокой скважины на Кольском полуострове на глубине в 12 км предполагали температуру 150° , в действительности она оказалась порядка 220 градусов. При бурении скважин в северном Прикаспии на глубине 3000 м предполагали температуру 150° градусов, а она оказалась 108° .

Следует отметить, что климатические особенности местности и среднегодовая температура не влияют на изменение величины геотермической ступени, причины кроются в следующем:

1) в различной теплопроводности горных пород, слагающих тот или иной район. Под мерой теплопроводности понимают количество тепла в калориях, передаваемое в 1 сек. Через сечение в 1 см^2 при градиенте температуры в 1°C ;

2) в радиоактивности горных пород, чем больше теплопроводность и радиоактивность, тем меньше геотермическая ступень;

3) в различных условиях залегания горных пород и возрасте нарушения их залегания; наблюдения показали, что температура нарастает быстрее в слоях собранных в складки, в них чаще бывают нарушения (трещины), по которым облегчается доступ тепла из глубин;

4) характером подземных вод: потоки горячих подземных вод прогревают горные породы, холодные – охлаждают;

5) удаленностью от океана: около океана за счет охлаждения горных пород массой воды, геотермическая ступень больше, а на контакте – меньше.

Знание конкретной величины геотермической ступени имеет большое практическое значение.

1. Это важно при проектировании шахт. В одних случаях нужно будет принимать меры для искусственного понижения температуры в глубоких выработках (температура – 50°C является предельной для человека при сухом воздухе и 40°C при влажном); в других – можно будет вести работы на больших глубинах.

2. Большое значение имеет оценка температурных условий при проходке туннелей в горных местностях.

3. Изучение геотермических условий недр Земли дает возможность использовать пар и горячие источники, выходящие на поверхность Земли. Подземное тепло используется, например, в Италии, Исландии; в России на природном тепле построена на Камчатке экспериментально-промышленная электростанция.

Используя данные о величине геотермической ступени, можно сделать некоторые предположения о температурных условиях глубоких зон Земли. Если принять среднюю величину геотермической ступени за 33 м и допустить, что увеличение температуры с глубиной происходит равномерно, то на глубине 100 км будет температура 3000°C. Эта температура превышает точки плавления всех веществ известных на Земле, следовательно, на этой глубине должны быть расплавленные массы. Но за счет огромного давления

31000 атм. перегретые массы не имеют признаков, свойственных жидкостям, а наделены признаками твердого тела.

С глубиной геотермическая ступень видимо должна значительно увеличиваться. Если считать, что ступень не меняется с глубиной, то температура в центре Земли должна составлять порядка $200\,000^{\circ}$ градусов, а по расчетам она не может превышать $5000 - 10\,000^{\circ}$.

Физические поля Земли – гравитационные, магнитные, радиационные

Гравитационное поле Земли

Гравитация, или сила тяжести, обуславливающая вес тел, направлена всегда перпендикулярно к поверхности геоида и обратно пропорциональная квадрату расстояния от центра притяжения, т.е. чем дальше от центра притяжения, тем меньше сила тяжести. Источником гравитационного поля Земли является ее масса. Масса Земли огромна, поэтому вокруг нее существует огромное гравитационное поле. Всякое тело, находящееся в гравитационном поле, испытывает не только притяжение, но и действие центробежной силы, возникающей в результате вращения Земли. Сила тяжести – это равнодействующая силы притяжения и центробежной силы.

Поле силы тяжести имеет две границы: на высоте около $36 \cdot 10^3$ км от ее поверхности и в ее центре. Максимальные и наиболее устойчивые значения напряженности этого поля наблюдаются в приповерхностных условиях и в недрах до глубины около 2500 км.

Сила тяжести зависит от места измерения относительно уровня океана, от широты местности, с которой связана центробежная сила (до нуля в полюсах), радиуса Земли, от присутствия в земной коре более плотных масс, от строения земной коры. Исходя из этого положения и представления об эллипсоидальной форме Земли, учитывая ее вращение и наличие центра силы следует, что сила тяжести больше в полярной области, чем в экваториальной, что и было доказано.

Теоретически можно представить себе, что напряжение силы тяжести постепенно и равномерно убывает по направлению от полюсов к экватору. Фактически такая равномерность нарушается. Наблюдаются участки аномального возрастания или уменьшения силы тяжести, они получили название положительных и отрицательных *гравитационных аномалий*. Исследования гравитационного поля Земли показали, что, как правило, на континентах аномалии положительные, а в океанах отрицательные. Вдоль береговой линии океан – суша аномалии силы тяжести близки к нулю, свидетельствуя о том, что положение этой линии отождествляет эталонный разрез литосферы.

Изучение аномалий силы тяжести является поисковым методом. По величине выделяют региональные и местные аномалии. Региональные распространяются на десятки и сотни тысяч км² и отличаются большой интенсивностью, например многие десятки и сотни миллигаллов (миллигалл (мгалл) – тысячная часть галла. Галл – ед. измер. ускорения силы тяжести, 1 галл = 1 см/сек²).

На фоне региональных аномалий проявляются местные аномалии разного масштаба и характера, связанные с особенностями строения самых верхних горизонтов земной коры. Местные аномалии широко используются в поисково-разведочной практике. Так, положительные аномалии силы тяжести свидетельствуют о залегании на глубине более плотных масс, которыми обычно являются руды металлов. Отрицательные аномалии связаны с залеганием менее плотных масс, например каменной соли, нефти, горючих газов.

Измеряется сила тяжести при помощи приборов – *гравиметров*. На основании данных гравиметрии составляются гравиметрические карты, на которых выявляется довольно тесная связь между силой тяжести и геологическим строением местности. Карты гравитационных аномалий сопоставляют с геологическими картами, что позволяет делать выводы об особенностях геологического строения больших глубин. Таким путем были,

например, обнаружены в районе Эльбы соляные купола, скрытые под мощными наносами, в Донецком бассейне были прослежены, залегающие на глубине, угленосные толщи.

Сила тяжести в истории Земли не оставалась постоянной; с увеличением размеров Земли сила тяжести увеличивалась, т.е. во времени происходит изменение силы тяжести. Даже в течение года происходит изменение силы тяжести под воздействием притяжения Луны и Солнца. Выражается притяжение небесных тел в приливных деформациях, изменяющих форму не только жидкой, но и твердой земной оболочки. Поверхность Земли приподнимается и наклоняется таким образом, что нормаль к поверхности приближается к направлению на центр небесного тела. Изменение расположения масс Земли вызывает изменение величины силы тяжести, что хорошо фиксируется современными гравиметрами.

Магнитное поле Земли.

Земля представляет собой магнит, полюса которого не совпадают с географическими полюсами земного шара. Так, северный магнитный полюс расположен на полуострове Беотия (Северная Канада), к северу от Гудзонова залива. Южный магнитный полюс располагается на меридиане Новой Зеландии, к югу от нее на материке Антарктиде.

Линии, соединяющие магнитные полюса называются магнитными меридианами. Магнитная стрелка (магнитные стрелки известны с 10 века до нашей эры) располагается параллельно магнитным меридианам. По данным космических измерений магнитное поле простирается вокруг Земли на несколько земных радиусов, причем на освещенной Солнцем стороне Земли, оно значительно сжато. Напряженность магнитного поля небольшая, возрастает к полюсам, изменяется в пространстве.

В геологической и геодезической практике необходимо умение точно определить положение точки наблюдения для нанесения ее на карту. Топографические карты снабжаются географической координатной сеткой, образованной меридианами и широтами, привязанными к географическому

полюсу, т.е. к точке выхода на поверхность Земли оси ее вращения. Однако привязки на местности производят компасом, стрелка которого дает ориентировку на магнитный полюс. Отсюда возникает необходимость внесения поправок на показания компаса при ориентировке на местности. К таким поправкам относятся магнитное склонение и наклонение.

Под *магнитным склонением* понимают угол, образованный линией географического меридиана данной местности и магнитной стрелки. Склонение может быть восточным и западным, в зависимости от того отклоняется магнитная стрелка к западу или востоку от направления географического меридиана. Восточнее географического меридиана склонение положительное, западнее - отрицательное. Для получения истинного положения географического меридиана в пунктах с западным склонением величину склонения следует прибавлять к показаниям магнитной стрелки, в пунктах с восточным склонением — отнимать. Линии, соединяющие на карте одинаковые склонения называются *изогонами*. Изогона склонения, равная 0, называется нулевым магнитным меридианом. Изогоны сходятся в одной точке как на севере, так и на юге, но эти точки не совпадают с географическими полюсами.

Магнитная стрелка, подвешенная на горизонтальной оси, тоже притягивается магнитными полюсами Земли и образует с горизонтом больший или меньший угол. В северном полушарии северный конец стрелки опускается вниз, а в Южном — поднимается вверх.

Угол наклона магнитной стрелки к горизонту называется *магнитным наклонением*. Максимальный угол наклонения магнитной стрелки (90°) будет на магнитном полюсе. При удалении от полюса угол наклонения стрелки уменьшается и становится равной 0° (горизонтальное положение стрелки) в области близкой к экватору. Линии одинакового значения угла наклонения магнитной стрелки называются *изоклинами* (греч. клино — наклоняю). Линия нулевого значения наклонения получила название магнитного экватора, который не совпадает с географическим. Изоклины проходят под прямым

углом к изогонам, но они не совпадают с географической сетью широт и долгот.

Важной характеристикой магнитного поля Земли является его напряженность, измеряемая в эрстедах (1 эрстед = силе, сообщаемой массе в 1 мг ускорение в 1 мм в сек.).

Максимальная напряженность магнитного поля проявляется на полюсах, к магнитному экватору напряжение падает. Линии одинакового напряжения магнитного поля называются изодинамами, они близки в своем простираии к изоклинам, т.е. располагаются почти широтно.

Таким образом, магнитная карта Земли может быть изображена в различных изолиниях: склонений, наклонений и напряжений. Все эти элементы земного магнетизма для данной точки Земли не представляют постоянной величины. Они испытывают изменения во времени различной периодичности: суточные, годовые и более длительные. Быстрые и мелкие изменения магнитного поля называются магнитными *возмущениями*, быстрые мощные изменения - *магнитными бурями*. Изучение магнитных бурь показало, что в одних случаях они сопровождают вулканические извержения, в других – грозу, в третьих – связаны с землетрясениями. Сильнейшие магнитные бури разыгрываются часто на поверхности всей нашей планеты в период мощных вспышек на Солнце. Медленные изменения напряженности – это дрейф магнитного поля. Так, 0 изогона проходила в 1492 г. через Азорские острова, в 1673 г. через Берлин, в 1885 г. через Петербург. В настоящее время она смещена еще более к востоку. Также установлено, что напряженность магнитного поля то уменьшается, то возрастает с периодом около 10 000 лет. Магнитные полюса со временем меняют свое положение в связи с вековыми изменениями магнитного поля Земли. Перемещение магнитного поля Земли установлено по остаточному магнетизму в горных породах. Установлено, что периодически происходят инверсии (смена полюсов местами) магнитного поля (300-4000 млн. лет назад

через 10-20 млн лет, 200 млн лет назад через несколько млн. лет, а ближе к нашему времени через 1-0,5 млн. лет и даже через 100 000 лет.

Особого внимания геологов заслуживают изменение элементов земного магнетизма (напряжение, склонение) на отдельных участках, выражающееся в нарушении правильности расположения изолинии на карте. Это так называемые *магнитные аномалии*. По размерам аномалии делятся на региональные и местные. Региональные аномалии распространяются на огромные регионы, и действительные причины их возникновения не выяснены. Местные аномалии распространяются на области от нескольких м² до нескольких десятков тысяч км² и вызываются обычно залежами магнитных руд и пород. Примером может явиться крупнейшая в мире Курская магнитная аномалия (КМА), вызванная залежами железистых кварцитов.

Изучение магнитных аномалий имеет большое практическое значение. Магнитометрические методы в настоящее время широко применяются в практике поисков и разведки магнитных железных руд, бокситов, полиметаллических сульфидных руд и т.д. Магнитометрические методы с успехом применяются также при геологической съемке для выяснения некоторых структур, подземного рельефа и др. Это наиболее дешевый и быстрый из всех геофизических методов разведки и поисков.

Магнитное поле Земли связано не с общей намагниченностью земного вещества (при высоких температурах в недрах магнитные свойства должны были быть утрачены), а с процессами, протекающими в ядре. Предполагается, что постоянное магнитное поле возникает под действием сложной системы электрических токов, сопровождающих турбулентную конвекцию в жидком внешнем ядре. Следовательно, Земля работает как динамо-машина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм.

Жидкая часть ядра Земли вращается медленнее, чем вся Земля. Этим объясняется западный дрейф магнитного поля. Предполагается

существование трех возможных источников тепловой энергии, которая могла бы вызвать конвекцию в ядре: 1) на границе между внутренним и внешним ядром происходит медленная кристаллизация железа, в результате чего выделяется тепло; 2) железо опускается из мантии вниз, при этом высвобождается гравитационная энергия; 3) тепло выделяется при фазовых изменениях, сопровождающих гипотетическое расширение Земли.

Радиационное поле Земли

Распределение и концентрация атомов радиоактивных элементов в земной коре и во всей нашей планете имеют совершенно особое значение, так как при распаде этих элементов выделяется теплота, в значительной степени определяющая тепловой режим Земли. О количестве радиоактивных элементов в различных горных породах сейчас известно больше, чем о других элементах, благодаря выделяемому излучению при распаде.

Установлено, что количество радиоактивных элементов резко снижается при переходе от кислых через основные к ультраосновным породам. Следовательно, с глубиной количество радиоактивных элементов уменьшается. Это подмечено давно, но до сих пор не нашло объяснения. Уран – тяжелый металл, его плотность ($18,7 \text{ г/см}^3$) в 2,5 раза больше плотности железа ($7,86 \text{ г/см}^3$), слагающего ядро Земли. Поэтому, казалось бы, тяжелый элемент должен концентрироваться в центре планеты, а он сосредоточен ближе к поверхности Земли.

Толщина радиоактивного слоя сейчас определяется до 800 км, но содержание радиоактивных элементов на этой глубине очень низкое, максимальное же на глубине от 0 до 40 км, что соответствует гранитному слою.

В связи с распадом содержание радиоактивных элементов на Земле уменьшается. В настоящее время радиоактивный распад дает $40 \cdot 10^{16}$ кал/ч, что по величине соответствует излучению теплоты Землей. Предполагается, что 3 млрд. лет назад радиоактивный распад давал $228 \cdot 10^{16}$ кал/час, т.е. в 5 раз больше.

Задание: 1) Рассказать гехронологическую шкалу (опрос каждого по видеоконференции).

2) Пользуясь интернет-источниками, привести карты (схемы) и описания магнитного, гравитационного и радиационного полей Земли.