

地层与地质构造

地层是指不同地质历史时期由岩浆活动、沉积及变质作用形成的层状或块状岩体,其不同的空间组合构成了地球表面的地壳与岩石圈层。地质构造则是在内、外地质营力作用下,地表与岩石圈内地层发生构造变形和破坏,形成了诸如褶皱、节理、断层、劈理,以及各种面状与线状构造形迹。因此,地层是地质构造显现的物质基础,而各种构造现象则是地层的主要表现方式。

根据地质构造形成的动力来源不同,可分成由内、外力地质作用形成的两种地质构造形式。前者指以地壳运动、岩浆活动等地球内部动力为主形成的地质构造,是地壳中存在最为普遍的构造形式,也是地质构造研究的重点内容;后者则是指在风化营力、水循环等外部动力作用下,由重力形成的诸如崩塌、滑坡、塌陷、冰川作用等地质现象,而在岩层或岩体中产生的局部变形、错位等地质构造形式,通常规模、影响均不大。

地质构造有水平构造、倾斜构造、褶皱构造和断裂构造等基本类型。在地壳表层沉积的近水平状的岩层为水平构造;地壳运动的长期、持续作用,使原始水平岩层产生一系列弯曲变形,形成了褶皱构造和倾斜构造;而当构造运动在岩层内积蓄的应力超过岩层强度极限后所产生的破裂、错动即为断裂构造。各类地质构造的规模有大有小,大者如构造带,可以纵横数千千米,小者如岩石片理,有时需借助显微镜才能观察得到。

在漫长的地质历史进程中,地壳经历了长期复杂的构造运动作用,同一区域往往先后有不同规模、类型的构造体系形成,它们相互组合、叠加、穿插,使得当前的地质构造形态异常、复杂多变。目前,地壳仍处于不断的运动、变化之中,相应的地质构造也在持续酝酿、累积、成型,因而运用发展、变化的观点来研究地质构造及其对工程活动的影响具有重要的现实意义。

3.1 地壳运动与地质作用

3.1.1 地球及其圈层构造

1. 地球

地球是太阳系中一颗普通行星,它在绕太阳公转的同时,也在绕自身极轴由西向东旋

转。地球的形状并非人们通常认为的两极扁平、赤道突出的扁椭球形,而是一个不规则的“梨形”。相较于标准椭球体,地球北极凸出约 10m,而南极约凹进 30m,南、北半球在中纬度地区分别约凸出、凹进 7.5m,如图 3-1 所示。图中虚线表示标准旋转椭球体,实线表示地球的实际“梨形”形状。

根据国际大地测量与地球物理联合会 1980 年公布的地球形状和大小,地球的赤道半径为 6378.137km,两极半径为 6356.752km,平均半径为 6371.012km。地球表面积约为 $5.1 \times 10^8 \text{ km}^2$,其中大陆面积约 $1.49 \times 10^8 \text{ km}^2$,约占地球总面积的 29.2%;海洋面积约 $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$,约占地球总面积的 70.8%。

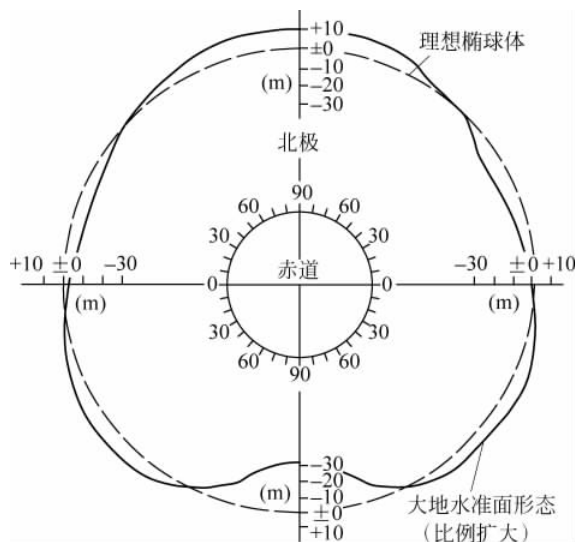


图 3-1 地球的形状(据 D. G. King-Hele 等,1969 年)

2. 地球的圈层构造

地球并非均质体,以表层为界,可分为内、外两个圈层。外圈层由水圈、大气圈和生物圈构成,内圈层则由地壳、地幔及地核组成。

1) 外圈层

(1) 水圈(hydrosphere)。水圈是地球表层水体的总称,总体积约 $1.4 \times 10^{18} \text{ m}^3$ 。其中海洋水约占 97.3%,两极固态水约占 2.1%,其余以河流、湖泊及地下水等形式存在的水仅占 0.6%。水圈与地壳岩土体存在着大范围重叠,地下水可环流至地壳内数千米处,并在地热等因素的作用下再次回到地表。同时,在重力和太阳辐射作用下,地表水也在陆地和海洋间不断循环。水在大气、地表及岩石圈内的循环流动形成了最重要的一种外力地质作用形式。

(2) 大气圈(atmosphere)。大气的主要成分为氮、氧、氩、二氧化碳、水蒸气等,各占 78.1%、20.9%、0.93%、0.03%、0~2%。大气圈层为生物提供了生存所必需的二氧化碳和氧气,以及适宜的温度和湿度条件,甚至还保护生物免受宇宙射线和陨石的伤害。此外大气圈层还为水循环提供了空间和运载介质,其中的二氧化碳是岩溶地貌及矿物岩石风化等地质现象形成的重要条件。

(3) 生物圈(biosphere)。生物圈是由地表生物活动带构成的圈层,主要指地表至 200m

高空及水下 200m 的空间范围。生物的活动与新陈代谢产物会改变地表地貌形态、岩土体的结构乃至成分,甚至影响人类工程活动安全;而在适宜条件下沉积下来的生物遗体,形成了煤、石油、铁、磷等与人类社会生产、生活密切相关的矿藏。近代以来,人类活动大大改变了地球地貌形态,并持续强烈地影响着地质演化的进程。

2) 内圈层

由于无法直接进行观察,人类对地球内部圈层构造的研究还极不成熟,很多理论还建立在假设的基础之上。目前人类开采的最深矿山——姆波尼格金矿,深度为 4350m,而最深的钻井——苏联科拉半岛超深钻井,钻进深度接近 13000m。即便如此,其与地球半径相比也几乎微不足道。因此,对地球内部物质与结构的判断只能靠间接方法,目前主要借助地震波勘探技术。根据地震波在地球内部传播形态、速度、路线的变化,确定地球内部存在着两个显著的地震分界面——第一、第二地震分界面,也称莫霍面(Moho discontinuity,深 33km)和古登堡面(Gutenberg discontinuity,深 2898km)。以其为界,可将地球内部圈层分为地壳(0~33km)、地幔(33~2898km)和地核(2898~6371km)三个部分,如图 3-2 所示。

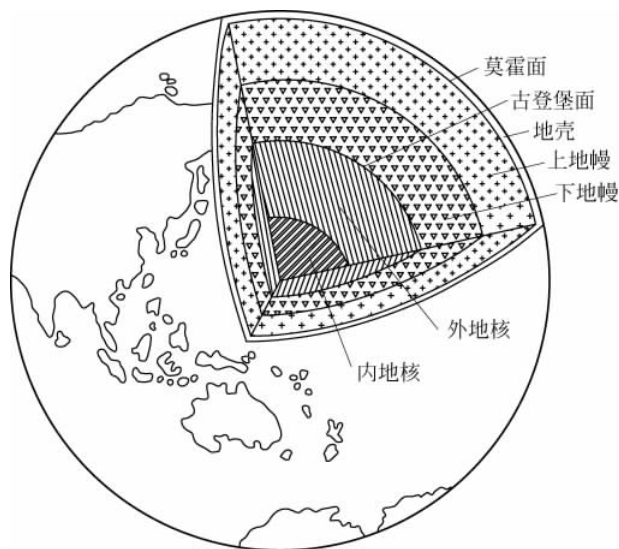


图 3-2 地球内部构造

(1) 地壳(crust)。地壳是指莫霍面以上的地球表层薄壳,平均厚度 16km,通常由固体岩石及其风化物组成,可分为大洋底部的洋壳(oceanic crust)和大陆地区的陆壳(continental crust)。通常洋壳较薄,平均密度为 $3000\sim 3100\text{kg/m}^3$,厚度一般为 5~10km,最薄处不足 2km,平均厚度约 6km;陆壳较厚,平均密度 $2700\sim 2800\text{kg/m}^3$,厚度一般为 15~80km,平均 35km,而我国青藏高原的陆壳厚达 70~80km。

地壳由上下两层组成,上地壳物质与以硅、铝为主的花岗岩一致,亦称花岗岩质层或硅铝层;下地壳成分与由硅、镁、铁等组成的玄武岩相当,又称玄武岩质层或硅镁层。下地壳在地球表层呈连续分布,陆地和大洋底部均有存在,而上地壳仅分布于陆地,在大洋底部呈缺失状态,如图 3-3 所示。

目前已知组成地壳的化学元素有 90 多种,这些元素在地壳中多以化合形态出现,极少数以单质形式存在。各元素含量差异巨大,其中氧、硅、铝、铁、钙、钠、钾、镁、钛、氢等元素占

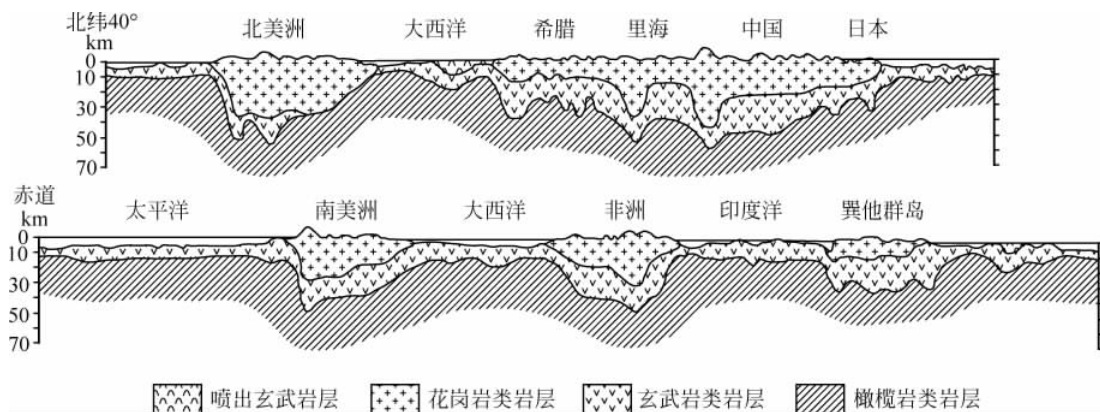


图 3-3 大陆、大洋地壳剖面图(据孙广忠、吕梦麟,1964 年)

总质量的绝对多数,如表 3-1 所示。

表 3-1 地壳主要元素含量

元 素	质量分数/%	元 素	质量分数/%
氧(O)	46.95	钠(Na)	2.78
硅(Si)	27.88	钾(K)	2.58
铝(Al)	8.13	镁(Mg)	2.06
铁(Fe)	5.17	钛(Ti)	0.62
钙(Ca)	3.65	氢(H)	0.14

(2) 地幔(mantle)。地幔是介于莫霍面与古登堡面之间的部分,厚度约 2800km,体积、质量约占内圈的 80%、67.8%。根据地震波的变化情况,以地下 1000km 激增带为界,将地幔分为上、下两部分。上地幔从莫霍面至地下 1000km 处,主要由超基性岩组成,又称橄榄质层,平均密度 3500kg/m^3 。在深度 50~250km 范围存在一液态区——软流圈(aesthenosphere)。软流圈以上的上地幔固体物质与地壳合称岩石圈(lithosphere),软流圈的流塑性为岩石圈层的活动创造了有利条件。下地幔从地下 1000km 至古登堡面,主要成分为硅酸盐、金属氧化物和硫化物,铁、镍含量增加,平均密度达 5100kg/m^3 以上。

(3) 地核(core)。地核是地球内部古登堡面至地心部分。地核又分为内核、过渡层和外核,其体积约为地球总体积的 16.2%,质量却占地球总质量的 31.3%,密度高达 13000kg/m^3 ,主要由铁、镍含量高且成分复杂的液体与固体物质组成。外核横波不能通过,纵波发生大幅度衰减,推断其呈液态;内核横波重新出现,应为固态;而过渡层则为液态至固态的过渡状态。

3.1.2 地壳运动

地壳运动(crustal movement)主要指由地球内动力引起的地球组成物质的机械运动。地壳运动使岩石圈层物质发生变形和变位,其结果一方面引起地表形态的剧烈变化,如山脉形成、海陆变迁、大陆分裂与大洋扩张等;另一方面在岩石圈中形成了各类构造形迹,如地层的倾斜与弯曲、岩石的断裂与错动等,因此地壳运动又称构造运动(tectonic movement)。

此外,地壳运动还是引起岩浆与变质作用的重要原因,并且决定着外力地质作用的类型、方式和强度,控制着多数地貌的发育与演化,同时也决定着地球上各类矿产资源的形成与分布。

1. 地壳运动分类

1) 按运动方向分类

(1) 垂直运动(vertical movement)。指地壳沿地表法线方向的运动。主要表现为岩石圈的垂直升降,引起地壳大面积的上升、下降或升降交替运动,形成海侵、海退,因而此类运动也称造陆运动(epeirogeny)。如我国台湾高雄附近的珊瑚灰岩,更新世以来,已被抬升至海面以上 350m 高处;现在的江汉平原,自新近纪以来,下降了 1 万多米,形成了巨厚的沉积层。

(2) 水平运动(horizontal movement)。指地壳沿地表切线方向的运动。主要表现为岩石圈的水平挤压、拉伸及平移错动,导致岩层产生褶皱和断裂,并形成巨大的褶皱山系、裂谷,引起大陆漂移等,因而也称其为造山运动(orogeny)。如印度洋板块挤压欧亚板块并插入其下,致使 5000 万年前还是一片汪洋的喜马拉雅山地区逐渐抬升,并成为现在的世界屋脊。

水平运动和垂直运动是构造运动的两个主导方向,两者的发生、发展和演化并不孤立进行,主导运动在时间和空间上往往交替发生。对特定区域而言,常表现为不同时期、规模的水平和垂直运动相互交替、组合显现的复杂情况。

2) 按产生时间分类

构造运动产生的时间越近,活动性就越强,对人类社会及工程安全的潜在影响也就越显著。按产生时间,可将其分为古构造运动(paleotectonism)、新构造运动(neotectonism)及现代构造运动(recent tectonism)三类。通常将晚新近纪以前的构造运动称为古构造运动,由于年代久远,与之有关的中、小型地貌遗迹已基本灭失殆尽,可能存在部分表现特征不明显的大型遗迹;晚新近纪之后的构造运动称为新构造运动,多数在当前地貌、地物上保存较完整;而人类有历史记载以来所发生的构造运动称现代构造运动,其不仅在地貌、地物上表现明显,而且还可能存在文字记载,并在人工建(构)筑物上留下相应印记。

2. 地壳运动的标志

地壳运动会显著改变地貌形态及地壳内部的结构与构造,随地壳运动的发展、演化,此类改变会不断累积、叠加,并形成复杂多样的地质标志。通常人们可以从地形变测量、地物痕迹、地貌形态、岩相变化、地层接触、地质构造及地震作用等多个方面发现、认识、研究地壳运动。

1) 地形变测量

多数构造运动的速率是极其缓慢的,短期内不易察觉,借助于现代精密测量仪器,人们可以观察这种缓慢而又宏伟的运动形式。其基本原理是在地面上设置一系列固定观测点,运用水准仪、经纬仪等测量设备测定其位置、高程随时间的变化情况,由此了解地形变化,推测构造运动特征。

地形变测量包括分别用以研究地壳垂直运动与水平运动的水准测量法和三角测量法。大陆水准测量表明,以昆仑山—秦岭—大别山一线为界,整体上我国南部以上升为主,北部以下降为主;对美国西部圣安德列斯大断裂的三角测量显示,断层西侧主要向西北方向移动,而东侧仅作较小的往复式移动,如图 3-4 所示。

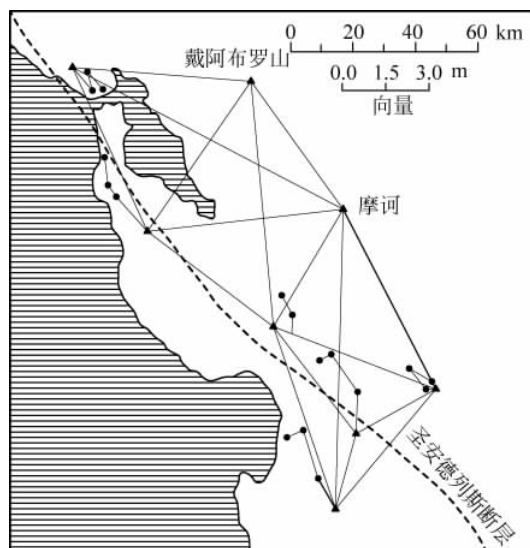


图 3-4 圣安德列斯断裂三角测量站(据 C. A. Whitten, 1948 年)

近年来,随着国际合作的深入以及电磁波、激光测距及 GPS 等新方法、新技术的应用,地形变测量的精度不断提高,测法更加灵活、简便。已有测量成果显示,全球各大陆或洲际间的相对水平运动速率一般为每年数毫米至数厘米。

2) 人工地物标志

若构造运动发生在人类古建(构)筑物落成之后,则其可能成为直接的记录标志,结合考古信息,可了解古建筑建成后的地壳构造运动历史及特征。

人工地物记录地壳运动的典型实例是意大利那不勒斯湾海岸的塞拉比斯城遗址。该城始建于公元前 105 年,废墟中发现有保留地质活动遗迹的三根大理石柱。石柱基础以上 0~3.6m 为火山灰所掩埋,柱面光滑; 3.6~6.3m 有海洋生物蛀蚀痕迹;而 6.3~12m 段表面粗糙,风化严重,如图 3-5 所示。结合史料可知,石柱始建时高于海平面,1500 年基础下沉至海面以下 6.3m; 1600 年开始上升,至 1800 年升至最高;此后重新下降,至 1954 年被淹没至 2.5m 处。显然古城建成后,该地区经历了下降、上升、再下降的地壳垂直运动过程。



图 3-5 意大利塞拉比斯古庙石柱
(据 Charles Lyell, 1837 年)

地壳的水平与垂直运动往往同时发生。如我国宁夏石嘴山市西南红果子沟附近被错断的明长城遗址,其水平与垂直错距分别达 1.45m 和 0.9m,该长城始建于公元 1448—1485 年,距今约 500 年。所以该地区 500 年以来,既存在垂直运动也存在水平运动。

3) 地貌标志

地壳运动控制着多数地貌的形成及演化过程,当前地貌的形态特征在一定程度上反映

了当地地壳运动的方式和性质,因而可以由地貌的某些特征来认识、研究地壳运动。由于年代久远,反映古构造运动的古地貌往往已剥蚀、掩埋殆尽,现今地貌多是新构造运动及现代构造运动的结果。

反映地壳垂直运动的地貌有河流阶地、夷平面、多层溶洞等。在地壳相对稳定期,区域流水及其他外力地质作用持续“削高填低”,使地表逐渐平坦化,形成准平原。此后地壳上升,准平原抬高并遭受流水切割成为山地,而残留于山顶大致处于同一高度的平坦顶面称夷平面(planation surface)。根据夷平面上的沉积物、风化壳等地质遗迹可判断其形成年代,也可据夷平面高度推测地壳的上升幅度。

地壳水平运动也形成了相应的地貌形态,如使线状延伸的水系、山脉发生同步弯曲、错断等。四川西部鲜水河断裂带使一系列穿其而过的水系形成了 S 形、肘状与梳状,如图 3-6 所示。

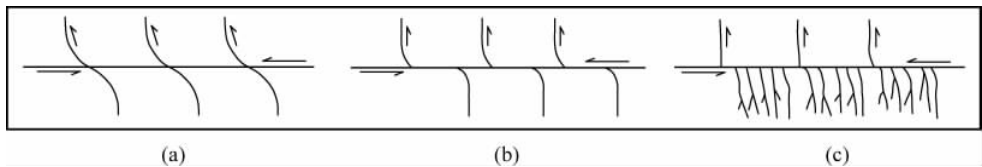


图 3-6 鲜水河断裂带上水系错断特征(据唐荣昌等,1986 年)
(a) S 形水系; (b) 肘状水系; (c) 梳状水系

4) 岩相变化

沉积岩往往是在一定的沉积环境(浅海、滨海、湖泊、河流)中形成的,不同沉积环境形成了不同的岩石特征与生物化石,这种反映沉积岩或沉积物形成环境的岩石与生物化石特征称为岩相(facies)。

因而岩相代表了一定的沉积环境,其变化意味着沉积环境的改变,而沉积环境的改变则往往是由地壳运动导致的。如一个地区由早期的浅海沉积转变为滨海沉积,又转变为陆上河流沉积,说明该地区海水逐渐退去,地壳则相对逐渐抬升。图 3-7 是我国河北开平下寒武统地层柱状图。岩相所反映的沉积环境变迁历史为:浅海→陆地→滨海→浅海,说明地壳早期上升、晚期下降的运动历史。

3. 板块构造理论

1) 理论脉络

1912 年德国地球物理学家魏格纳(A. Wegener)根据大陆形状的互补性,以及地层、古生物、地质构造、古气候等方面的证据,全面、系统论述了大陆漂移学说(continental drift theory)。20 世纪 50 年代,英国学者布莱克特(P. M. S. Blackett)和朗科恩(S. K. Runcorn)通过测定大陆岩石剩余磁性,获得了大陆漂移路线,进一步证明了该学说。但上述理论并未解释大陆漂移的机制问题。

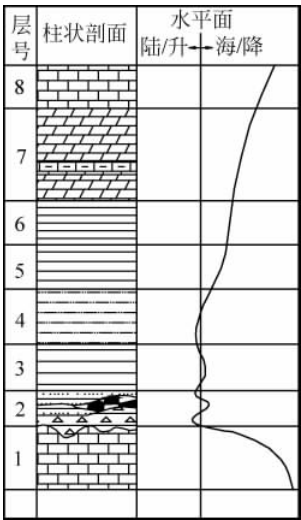


图 3-7 河北开平下寒武统地层柱状图(据王鸿祯等, 1980 年)

1—燧石灰岩; 2—砾岩及砂岩;
3—石英砂岩; 4—泥质砂岩;
5—含海绿石砂岩; 6—页岩;
7—泥灰岩; 8—块状灰岩

在人们发现大洋中脊、海沟、贝尼奥夫地震带及较新的洋壳年龄等事实的基础上,美国地质学家赫斯(H. H. Hess)和迪茨(R. S. Dietz)提出了海底扩展学说(sea floor spreading theory)。该学说认为,大洋中脊顶部是地幔物质上升的涌出口,上升的地幔物质冷凝形成新洋壳,并推动先形成的海底洋壳以每年数厘米的速度向两侧对称扩张。此后,海底磁异常条带、转换断层及深海钻探等研究成果进一步验证了海底扩张学说。

1968年前后,作为对海底扩张说的延伸,地球科学家麦肯齐(D. P. Mckenzin)、摩根(W. J. Morgan)、勒皮雄(X. Lepichon)等进一步提出了板块构造学说(plate tectonic theory)。板块构造学说归纳了大陆漂移和海底扩张所取得的重要成果,并及时吸取了当时对地球上部圈层(岩石圈、软流圈)所获得的新认识,从全球统一的角度,阐明了地球活动和演化的许多重大问题。板块构造学说的提出,被誉为地球科学上的一场革命。

2) 基本思想及板块划分

板块构造学说的基本思想如下:

(1) 固体地球上层在垂直方向上可划分为物理性质显著不同的两个圈层,即上部的刚性岩石圈和下部的塑性软流圈;

(2) 刚性岩石圈在侧向上可划分为若干大小不一的板块,它们漂浮在塑性较强的软流圈上作大规模运动;

(3) 板块内部相对稳定,边缘则由于邻近板块的相互作用而成为构造活动强烈的地带;

(4) 板块之间的相互作用从根本上控制着各种地质作用过程,同时也决定了全球岩石圈运动与演化的基本格局。

1968年,法国地球物理学家勒皮雄将全球岩石圈划分为6大板块:欧亚板块、非洲板块、印度板块(或称大洋洲板块、印度—澳大利亚板块)、太平洋板块、美洲板块和南极洲板块。此后,在上述6大板块的基础上,人们将原来的美洲板块进一步划分为南美板块、北美板块及两者之间的加勒比板块;在原来的太平洋板块西侧划分出菲律宾板块;在非洲板块东北部划分出阿拉伯板块;在东太平洋中脊以东与秘鲁—智利海沟及中美洲之间划分出纳兹卡板块和可可板块。这样原来的6大板块便增至12个板块。事实上,海陆交界对于板块的划分并无意义,大板块一般既包含陆地也包含海洋,如美洲板块除包含南美和北美大陆外,还包括大西洋中央裂谷以西的部分。全球各板块之间的相对运动和板块边界的分离、走滑、俯冲与碰撞等作用构成了地球动力系统的基本格局。

3) 板块运动的驱动机制

对于板块运动的驱动机制或驱动力,目前仍是一个尚未解决的问题。许多学者主张板块运动的驱动机制可能是地幔对流,认为地幔中由于温差与密度差的存在引起物质的缓慢移动,热且轻的物质上升,冷且重的物质下沉,连接起来就构成了对流环。在上升流处形成大洋的扩张脊,而在下降流处形成海沟和俯冲带;在两者之间则由软流圈顶部发生水平向流动的物质拖拽刚性岩石圈表层随之运动;每一大型板块相应有一循环对流系统。

关于对流环的规模,目前主要有两种观点。一种认为对流环穿透整个地幔厚度,如图3-8(a)所示;另一种则认为下地幔黏性较大,不足以引起对流,对流主要限于上地幔软流圈中,如图3-8(b)所示。

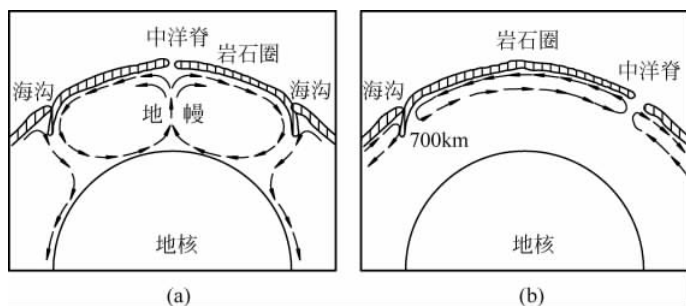


图 3-8 地幔物质对流模型(据杨树锋,2001 年)

(a) 扩及整个地幔的对流; (b) 软流圈内的对流

地幔对流对板块驱动机制的解释仍存在许多尚未解决的问题。首先是,在密度、黏度均较大的地幔中能否发生如此大规模的物质对流?其次,即使能够发生对流,其速度是否能达到或超过板块运动速度?这些问题目前尚未得到证实,也没有成功的数学与物理模型加以验证。

3.1.3 地质作用

地质作用(geological process)是指由自然动力引起的地壳物质成分、构造和地表形态发生运动、变化和发展的各种作用,主要表现为对岩石圈矿物、岩石、地质构造、地貌等循环交变的破坏与建造过程。地质作用有诸如火山、地震、海啸、泥石流等突发性、灾变性的作用过程,也有如河湖沉积、地表沉降、海陆变迁等缓慢且安静的渐变过程。

驱动地质作用的自然动力称地质营力(geological agent),这种动力来自地球自身和外部。由此可将地质作用分为由内能引起的内力地质作用(endogenous geological process)和由外能驱动的外力地质作用(exogenous geological process)。内能指来自地球内部的能量,主要包括地球旋转能、重力能、放射性元素蜕变产生的热能等;而外能则包括太阳辐射能、天体引力能和生物能等。其中太阳辐射能可引起温差变化、大气环流和水的循环;天体引力能则形成潮汐作用,同时对地震、地壳运动等有一定影响;生物能主要指动植物活动对地表的改造作用,如根劈、采矿、开垦等。

内力地质作用主要表现为构造运动、岩浆活动和变质作用,在地表形成山系、裂谷、隆起、凹陷、火山及地震等现象;而外力地质作用主要表现为风化作用、剥蚀作用、搬运作用、沉积作用和成岩作用,形成洪水、泥石流、滑坡、崩塌、黄土堆积、岩溶、深谷、平原等地质现象与地貌形态,并形成各种堆积。

内、外力地质作用对岩石圈的改造在时间和空间上是连续的,只是在不同地质历史时期、不同地域两者的强弱表现有所不同。总体上,内力地质作用形成地表形态的基本构架,使地表隆起、凹陷,形成陆地、海洋、高山、湖盆;而外力地质作用则通过“削高填低”进一步塑造、改变,形成具体形态,并产生新沉积物。两者始终对立统一的作用过程促使岩石圈不断运动、演化和发展。

3.2 地层与地质年代

3.2.1 地层与地层接触关系

在地史学中,将各个地质历史时期形成的成层与非成层状岩石称为该时期的地层(stratum)。地层涉及岩浆岩、沉积岩和变质岩且包含时间概念,不同地层之间具有所谓的上、下或新、老关系。

地层接触关系是指上下相邻地层在空间上的相互叠置状态。相邻地层的接触状态易受成因、地形、沉积环境的影响,特别是在构造运动作用下,地层间会形成复杂多样的接触形式。按地层岩性、接触方式的不同有沉积岩间接触、岩浆岩间接触以及沉积岩与岩浆岩间接触三种类型。

1. 沉积岩间接触关系

沉积岩间的接触关系可分为整合接触与不整合接触两类,其中不整合接触又可分为平行不整合与角度不整合。

1) 整合接触

在地壳稳定下降或升降运动不显著的情况下,沉积作用连续进行,地层依次堆积,上下相邻地层产状基本一致,称这种连续沉积的接触关系为整合接触。如图 3-9 中志留系(S)与奥陶系(O)的接触关系即为整合接触(conformity)。

2) 不整合接触

当上下两套地层间有明显的沉积间断,即两者的沉积时间不连续,沉积间断期未发生堆积作用或处于剥蚀状态,从而缺失了这一时期的地层,称这种存在沉积间断的接触关系为不整合接触(unconformity)。不整合接触按上下地层是否平行,又可分为平行不整合与角度不整合。

平行不整合(accordant unconformity)又称假整合。其特征是上、下两套地层的产状基本平行,但时代不连续,其间有反映长期沉积间断和风化剥蚀的剥蚀面存在。平行不整合的形成过程如图 3-9(a)所示:在地壳稳定下降或升降运动不显著的情况下,一定沉积环境中沉积了一套或多套沉积岩层;此后地壳显著垂直上升,原来的沉积环境变为风化剥蚀环境,并形成了凹凸不平的剥蚀面;随后地表重新降至水面以下,接受沉积作用,并形成新的上覆岩层,而两套地层间的风化剥蚀面则形成了底砾岩(basal conglomerate)。由于地壳是整体上升、下降,故上、下两套地层的产状基本保持一致。地层间的平行不整合接触反映了地壳的一次显著垂直升降运动。

角度不整合(angular unconformity)的接触特征是:上、下两套地层的产状不一致,以一定角度相交;两套地层形成年代不连续,其间有代表长期沉积间断与风化剥蚀的剥蚀面存在。角度不整合的形成过程如图 3-9(b)所示:在地壳稳定下降或升降运动不显著的情况下,沉积盆地中形成一定厚度的原始水平沉积岩层;此后地壳受水平挤压作用,并在垂直方向上不均匀抬升,形成山地;在陆地环境中,岩层受风化剥蚀作用形成凹凸不平的剥蚀面;随地表再次降至水下沉积环境,原剥蚀面上会形成新的水平沉积地层,新地层与不整合面大致平行,并与下部旧地层以一定角度斜交。而两者间的接触部位同样会形成底砾岩。角度