

第二章 沉积物的来源

第一节 概 述

沉积岩的组成物质来源有:①陆源物质——母岩的风化产物;②生物源物质——生物残骸和有机物质;③深源物质——火山碎屑物质和深部卤水;④宇宙源物质——陨石。

地表先成岩石风化的产物是沉积物最主要的来源,这种先成岩石称作母岩。母岩可以是岩浆岩或变质岩,也可以是先成的沉积岩。此外,由生物的生命活动而产生的沉积物以及来自地壳深部的沉积物(尤其是火山碎屑沉积物)也占有一定的比例,而宇宙来源的沉积物则数量甚微。供给这类沉积物的地区,即母岩存在的地区,称为物源区(也称供给区或陆源区)。

由于沉积物绝大部分来自母岩风化产物,因此母岩的风化可视为沉积岩形成过程的第一阶段——风化作用阶段。风化产物除部分残留原地外,绝大部分都要搬运到沉积盆地中沉积下来,亦即经历搬运作用阶段和沉积作用阶段。沉积物沉积下来后还要与沉积介质(底层水等)保持联系并发生反应,这个过程称作同生作用阶段。沉积物逐渐被埋藏而与沉积介质失去联系并固结成岩,这一过程称作成岩作用阶段。随着进一步埋深,岩石继续发生变化,一直到遭受变质作用而成为变质岩之前,称作后生作用阶段。若岩石被抬升到地表附近继续发生变化,一直到再次遭受风化分解之前,称作表生作用阶段。可将同生、成岩、后生、表生几个阶段统称作沉积期后阶段。这就是沉积岩形成和变化的全过程。

第二节 沉积物的主要来源——母岩风化产物

一、母岩的风化

1. 风化作用概述

沉积岩的形成作用发生于沉积圈,即包括岩石圈、水圈、大气圈和生物圈,其间界面相互交错重叠的地球表面带,常称表生带。表生带的物理、化学条件的特点是低温、低压、富含水、氧和二氧化碳,生物活动强烈。因此在温度和压力较高的地壳深处结晶的岩石,一旦进入物化条件截然不同的表生环境,原有的平衡就都被打破了,势必要产生结构和成分上的变化来建立新的平衡。这种变化过程就是通过风化作用来完成的。所谓风

化作用就是指地壳最表层的岩石在温度变化、大气、水、生物等因素作用下,发生机械破碎和化学变化的一种作用。按作用性质和因素的不同可分为物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用。

物理风化作用只造成岩石的机械破碎,没有成分上的变化。化学风化作用则会使矿物发生分解,分解出来的元素有一部分被地表水和地下水带走,其余部分则成为在地表条件下稳定的新生矿物。而生物风化作用的表现形式既有机械的破碎,又有化学的分解,但后者是主要的。

岩石发生机械破碎的基本营力是温度的变化、晶体生长(冰劈作用、盐的结晶)、植物的根劈作用、动物的潜穴活动、重力效应,以及水、风和冰川的机械破坏作用等。有些生物对岩石的机械破碎作用是与生物的化学分解作用同时进行的,如地衣菌丝对岩石的破坏。机械破碎作用与化学分解作用相比则是次要的,只在严寒的极地和高山地区,以及气候干燥、温度变化剧烈的沙漠地区才相对重要些。

引起岩石化学分解的主要因素是水、氧和二氧化碳,以及有机质。从本质上讲,化学风化就是富含氧和二氧化碳的水(雨水和土壤水)以及有机酸与矿物发生化学反应的过程。因此,化学风化主要是通过氧化作用、水化和水解作用、酸的作用、离子交换等方式进行的。

近来生物的化学分解作用愈来愈被人们所重视,尤其是微生物和藻类作用,因为它们不仅分布广、适应性强,而且对岩石的分解作用要比其他生物更为有效。生物不但能产生大量有机酸和 CO_2 、 H_2S 等气体,而且还有氧化还原机能、吸附和浓集元素的机能。

无疑,在潮湿炎热和温暖地区,化学和生物化学风化作用既强烈又广泛,就是在机械风化作用为主的地区,化学分解作用仍然在进行着。例如在四千多米的高寒地区见到有微生物化学分解形成的所谓“高山岩漆”;在埃及沙漠地区,发现花岗岩柱被风化的不是向阳面,而是背阴面,风化最厉害的是被砂埋着或曾被埋过的部分,表明化学风化还是在进行着,主要是微量水长期作用的结果。

通常机械破碎作用和化学分解作用不是孤立进行的,而是相互联系、相互促进和相互影响的。由于机械破碎使得母岩产生很多裂隙或破碎成小块,这就增大了岩石与周围介质的接触面,大大促进了化学分解;反过来,化学分解可降低母岩的硬度和强度,给机械破碎创造了有利条件。但就整个风化作用而言,化学和生物化学风化作用具有重要意义,并随着地质历史的发展日益加强,尤其是生物化学风化作用更是如此。

风化作用不仅发生在大陆上,而且也可发生在海底,后者称作海底风化作用,如黑云母变成海绿石,火山灰变成蒙脱石等。但海底风化作用与同生作用不易区别,两者常交织在一起。

2. 风化过程中元素析出顺序——元素的风化分异

母岩在化学风化过程中表现为某些元素的淋滤分散和另外一些元素的残积富集两个方面。各种元素在特定的风化条件下迁移能力是不一样的,亦即各种元素从母岩中析出的难易程度不同,因而造成各种元素按一定顺序从母岩中分离出来,即元素的风化分异。根据元

素在表生条件下的迁移能力,可把风化带中的元素分为五类:

①最易迁移元素($K_x = n \cdot 10 \sim n \cdot 10^2$) Cl、Br、I、S; ②易迁移元素($K_x = n \sim n \cdot 10$) Ca、Mg、Na、F、Sr、K、Zn; ③迁移元素($K_x = n \cdot 10^{-1} \sim n$) Cu、Ni、Co、Mo、V、Mn、Si(在硅酸盐中)、P; ④惰性(微弱迁移)元素($K_x < n \cdot 10^{-1}$) Fe、Al、Ti、Sc、Y、TR(稀土元素)等; ⑤几乎不移动的元素($K_x \approx n \cdot 10^{-10}$) (Si)(石英)。

从迁移序列中可以看出,各种元素的迁移能力相差是很大的。最易迁移的元素是惰性元素迁移能力的成百倍到上千倍,这就使原来共生的元素在风化过程中因迁移能力不等而发生分异,迁移能力最强的 Cl、S 最先从风化带中流失;其次是 Ca、Mg、Na、F 等;而 K、Mn、Si、P 等迁移能力较弱;Al、Fe、Ti 等迁移能力很弱,往往残留原地形成红土和铝土矿。

元素的迁移能力与它们的物理化学性质不完全一致。例如 Na、K 的简单盐类的溶解度大致相同,但在风化带中 Na 的迁移能力比 K 大;钙盐和镁盐(CaCO_3 、 CaSO_4 、 MgCO_3)比钠盐和钾盐(NaCl 、 KCl)难溶得多,但 Ca、Mg 的迁移能力要大于 Na、K。这是因为风化过程中元素的迁移能力不单取决于离子特性,而是受到多种因素的影响。一般影响元素迁移能力的因素有:元素自身的原子和离子特性(离子半径、原子价、极化能力等),这在很多情况下决定了离子由固体转变为溶液或由溶液转变为固体的难易性,以及含有该元素的矿物特征和它对于风化作用的抵抗能力,例如钙长石要比钠长石易风化,故在相同条件下 Ca 要比 Na 易于析出,而同样的 Ca,在石灰岩中要比在钙长石中易于析出;介质的 pH 和 Eh 值,例如 Fe 在氧化环境中迁移能力很小,但在还原环境中则显著增加,而 U 则相反;生物及气候条件的影响,如潮湿炎热地区的 SiO_2 迁移能力大大增加,几乎与 Ca 一样。

需要指出,上述迁移序列是一般性的,它主要是根据硅酸盐岩石在温湿气候和氧化环境中发生风化经计算而得到的,对于其他气候条件下和还原占优势的环境中,元素的迁移顺序就不一定与上述相同。

3. 风化带发育的阶段性

在风化带中矿物的变化具有明显的阶段性,一种原生矿物随着风化程度的加深,通过一系列中间阶段,依次形成一些过渡性矿物,然后转化为最终产物(与最终风化环境取得平衡的生成物)。某些造岩硅酸盐矿物风化转变的一般阶段是:钾长石→绢云母→水云母→高岭石;辉石→绿泥石→水绿泥石→蒙脱石→多水高岭石→高岭石;黑云母→蛭石→蒙脱石→高岭石。

相应的母岩风化变化也会出现阶段性。波雷诺夫根据元素从风化带中析出的顺序,将结晶岩的风化过程分为四个阶段,不同阶段有其独特的风化产物。今以玄武岩为例(表 2-1)予以说明:①碎屑阶段,以物理风化为主,风化产物主要为岩石或矿物碎屑;②饱和硅铝阶段,岩石中如有氯化物和硫酸盐将全部被溶解,然后在 CO_2 和 H_2O 的共同作用下,铝硅酸盐和硅酸盐矿物开始分解,游离出 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ,这些阳离子的存在,使介质呈碱性或中性,并使一部分 SiO_2 转入溶液,这个阶段形成的粘土矿物有蒙脱石、水云母、拜来石、绿

表 2-1 玄武岩的风化过程

		带出物质	带入物质	介质性质	阶段
玄武岩 ↓ 机械破碎成小块 ↓ 辉石 $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ ↓ 蒙脱石 $m[\text{Mg}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2] \cdot p\{\text{Al}, \text{Fe}^{3+}\}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ↓ 高岭石 $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ ↓ 含水氧化铁 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{H}_2\text{O}$ + 蛋白石 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ + 铝土矿 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$		无	无		I
斜长石 $(100-x)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (其中往往含微量 $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$) ↓ 水云母 $K < 1 \text{ Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$		部分 Ca、Na、Mg、K 及少量 SiO_2	$\text{H}_2\text{O}, \text{O}$	碱性及中性	II
		大部分 Ca、Na、Mg、K 及部分 SiO_2	$\text{H}_2\text{O}, \text{O}$	酸性	III
		全部 Ca、Na、Mg、K 及部分 SiO_2	$\text{H}_2\text{O}, \text{O}$	中性及碱性	IV

(据曾允孚和夏文杰, 1986)

脱石以及绿泥石等,同时碱性条件下难溶的碳酸钙开始堆积;③酸性硅铝阶段,碱金属和碱土金属大量被溶滤掉, SiO_2 进一步游离出来,随着有机质分解形成大量有机酸和 CO_2 ,使介质转为酸性。使上阶段形成的矿物(蒙脱石、水云母等)转变成在酸性条件下稳定的不含碱金属和碱土金属的粘土矿物高岭石、变埃洛石等,通常将达到此阶段的风化作用称为粘土型风化作用;④铝铁土阶段,这是风化的最后阶段,在此阶段铝硅酸盐矿物被彻底地分解,碱金属和碱土金属全部游离出来,加上有机酸被地表水淋走或冲淡,使介质又呈中性或碱性,致使 SiO_2 大量流失,此外全部可移动的元素都被带走了,主要就剩下铁和铝的氧化物及部分二氧化硅,在原地形成水铝石、水铝矿、褐铁矿、针铁矿、赤铁矿及蛋白石的堆积,由于它是一种红色疏松的铁质或铝质土壤,所以也称为红土,达到此阶段的风化作用通常称为红土型风化作用。

上述四个阶段依次表示风化程度加深,是一个一般的完整过程,并不是所有结晶岩的风化都要经历这四个阶段。能否达到风化最深的铝铁土阶段,取决于当时的气候、地形、地壳

运动强度、母岩性质和风化时间长短等因素。其中特别是气候因素,如在干旱沙漠地区,母岩风化可长期停留在碎屑阶段;植被发育的温暖潮湿地区则可达到并长期停留在酸性硅铝阶段,而在潮湿炎热地区则可达到铝铁土阶段。

二、主要造岩矿物和岩石在风化带中的稳定性和习性

在风化带中由于各种造岩矿物的稳定性明显不同,它们的风化速度和程度有很大差异。

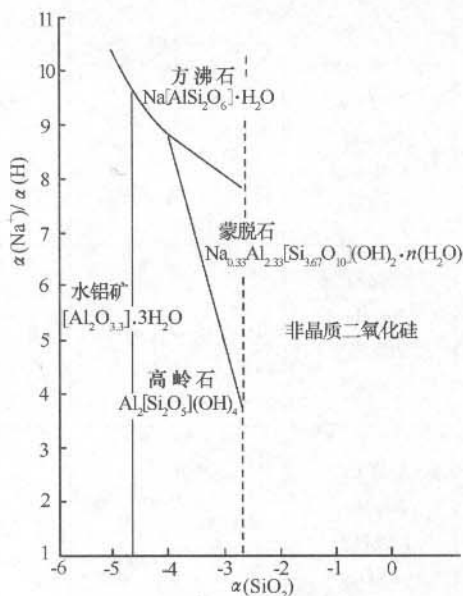


图 2-1 $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 系

组分活度与生成矿物的关系图

(据 R. M. Garrels 等, 1974, 转引自曾允孚

和夏文杰, 1986) $T = 25^\circ\text{C}$, $p = 10^5\text{Pa}$

稳定性包括物理的和化学的, 其中最为重要的是抗溶解和分解的化学稳定性。矿物在风化时的稳定性主要取决于化学成分、物理性质、晶体构造以及所处的风化条件, 尤其是气候条件。

各种造岩矿物在风化时的稳定性不同, 其风化习性和风化产物也必然有异, 下面择要介绍。

1. 长石类

受到各种酸, 主要是碳酸的作用而发生分解, 析出 K 、 Na 、 Ca 等阳离子, 并水化而变为水云母。水云母可继续分解, 在酸性介质中游离出部分 SiO_2 , 并进一步脱 K^+ 而变为高岭石, 在碱性介质中则可脱 K^+ 吸 Mg^{2+} 而变为蒙脱石。在湿热的气候条件下, 高岭石进一步分解, 使其中 Al_2O_3 、 SiO_2 与羟基之间的联系消失, 形成含水氧化铝和蛋白石的堆积。

长石类的风化产物不仅受介质 pH 值的控制, 还与溶液中 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SiO_2 、 H^+ 等的活度(溶液中有效离子的浓度)关系密切。从图 2-1 可看出, 水铝矿只在 SiO_2 不断被淋滤的情况下才能生成。

当溶液中含有大量 SiO_2 时, 则形成铝硅酸盐矿物; 当溶液中 $\alpha(\text{Na}^+)/\alpha(\text{H}^+)$ 比值高及 SiO_2 达到 60×10^{-6} 时, 可出现蒙脱石; 随着 $\alpha(\text{Na}^+)/\alpha(\text{H}^+)$ 比值进一步增大, 可形成方沸石; 当 $\alpha(\text{SiO}_2)$ 很大时, 则出现非晶质的二氧化硅沉淀。

在长石类中钾长石要比斜长石稳定, 斜长石中的酸性斜长石要比基性斜长石稳定, 故沉积岩中常见钾长石和酸性斜长石碎屑。但总的来说, 长石抗风化能力不高, 因此沉积岩中长石碎屑多少有点风化, 只在气候干燥、堆积迅速条件下或火山喷发沉积中才能见到新鲜的长石碎屑。

2. 铁镁矿物

稳定性均很低, 其中以橄榄石最易风化, 其次是辉石, 再次为角闪石, 故它们在沉积岩中通常以含量很少的重矿物存在。

此类矿物在碳酸的作用下随着 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 等阳离子的析出,同时发生水解,在强氧化和强碱性条件下变为蒙脱石,而在弱还原条件下则可变为绿泥石。蒙脱石在酸性条件下可进一步转变为高岭石。最后 SiO_2 全部游离出来,一部分呈胶体被带走,另一部分则成为蛋白石、玉髓留在原地;而游离出来的 Fe^{2+} 则被氧化为含水氧化铁堆积在原地。由于风化后大量氧化铁的形成,造成风化产物都呈红棕色、棕褐色。

3. 云母类

白云母的稳定性较大,故在沉积岩中较常见。但在较强的化学作用下也能游离出 K_2O 和部分 SiO_2 ,并水化而变成水云母,最后变为高岭石,在碱性条件下也可变为蒙脱石。黑云母的稳定性较低,风化时常转变为水云母或绿泥石,最终变为高岭石,以及含水氧化物。

4. 氧化硅矿物

包括石英、玉髓、蛋白石、鳞石英、方石英等,它们在碱性条件下会发生水解而溶解(图 2-2):当 $\text{pH} > 9$ 时, $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_4\text{SiO}_4$; H_4SiO_4 能发生解离: $\text{H}_4\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{H}_3\text{SiO}_4^-$ 。

氧化硅的溶解度取决于温度和 pH 值,由图 2-2 可见,氧化硅矿物,尤其是石英在地表温度下的溶解度极低(仅为 6.5×10^{-6}),可见石英的化学稳定性极高。

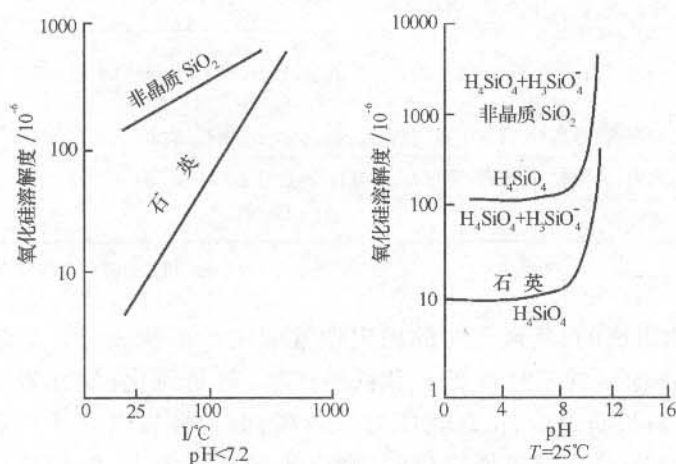


图 2-2 氧化硅的溶解度与酸碱度(pH)和温度(T)的关系图

(据 R. M. Garrels 等, 1974, 转引自曾允孚和夏文杰, 1986)

5. 粘土矿物

这类矿物形成于地表条件下,故比较稳定,其中以高岭石最为稳定,但在湿热气候条件下,经长期风化也可分解为氧化硅和氧化铝。水云母属风化初期产物,可进一步风化为蒙脱石和高岭石。

6. 碳酸盐矿物

主要为方解石和白云石。它们的风化主要表现为溶解作用,在富含 CO_2 的水中极易溶解。加上它们硬度小和解理发育,故也极易发生机械破碎。因此在沉积岩中极少见碳酸盐矿物成为陆源碎屑保存下来。

7. 金属硫化物

一般说来抵抗风化能力很低,其中以黄铁矿和方铅矿稳定性较高,最弱的是磁黄铁矿、闪锌矿和辉铜矿。这些矿物在水和氧作用下变为硫酸盐,其中溶解度大者被大量带走。硫酸盐进一步在水和各种酸的作用下,形成难溶的氢氧化物或含氧盐留在原地。

8. 有机物

抵抗风化能力极差,只有抗风化能力极强的孢子外壁、角质层和树脂等才能进入沉积物中。

9. 重矿物

各种重矿物在风化带中的相对稳定程度见表 2-2。

表 2-2 某些碎屑重矿物的稳定性

稳定性	矿物组合
超稳定的	金红石、锆石、电气石、锐钛矿
稳定的	磷灰石、石榴子石(含铁少的)、十字石、独居石、黑云母、钛铁矿、磁铁矿
中等稳定的	绿帘石、蓝晶石、石榴子石(富含铁的)、夕线石、榍石、黝帘石
不稳定的	角闪石、阳起石、辉石、透辉石、紫苏辉石、红柱石
极不稳定的	橄榄石

(据 F. J. Pettijohn, 1972, 转引自曾允孚和夏文杰, 1986)

岩石是由矿物组成的,其风化时的稳定性常取决于矿物成分。如超基性岩和基性岩的主要成分为不稳定的基性斜长石和铁镁矿物,故易风化;酸性岩主要由稳定的石英、钾长石及酸性斜长石组成,抗风化能力就较高;而中性岩则介于两者之间。沉积岩中的砂岩主要由稳定的石英碎屑组成时,则以机械破碎为主;但如果长石及其他岩屑含量很多时,抗风化能力就要降低;粘土岩主要由粘土矿物组成,一般亦较稳定,只在湿热气候条件下才发生分解;石灰岩在干冷地区以机械破碎为主,在温暖潮湿地区则以溶解为主。

三、母岩风化产物——沉积物的主要来源

母岩遭受风化后形成各种风化产物,这实质上是在地表条件下物质发生重新分配、重新组合的过程。现以花岗岩为例来说明母岩的风化产物(表 2-3)。

表 2-3 花岗岩的风化产物类型

石英	SiO ₂ 残留不变	砂粒
钾长石	$\left\{ \begin{array}{l} \text{K}_2\text{O} \text{ 成为碳酸盐、氟化物进入溶液} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \\ \text{SiO}_2 \end{array} \right\}$ 水化后成为含水铝硅酸盐,部分 SiO ₂ 游离出溶于水	溶解物质 粘土 溶解物质
更长石	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Na}_2\text{O} \text{ 成为碳酸盐、氟化物进入溶液} \\ \text{CaO} \text{ 成为碳酸盐溶于 CO}_2 \text{ 的水中} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \\ \text{SiO}_2 \end{array} \right\}$ 同钾长石	溶解物质 溶解物质 粘土 溶解物质
白云母	$\left\{ \begin{array}{l} \text{H}_2\text{O} \\ \text{K}_2\text{O} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \\ \text{SiO}_2 \end{array} \right\}$ 残留不变	云母碎片
黑云母	$\left\{ \begin{array}{l} \text{H}_2\text{O} \\ \text{K}_2\text{O} \text{ 成为碳酸盐、氟化物进入溶液} \\ (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \text{ 成为碳酸盐、氟化物进入溶液,碳酸铁氧化为赤铁矿、褐铁矿等} \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \\ \text{SiO}_2 \end{array} \right\}$ 生成含水铝硅酸盐,部分 SiO ₂ 溶于水	溶解物质 溶解物质色素 粘土 溶解物质
锆石	ZrO ₂ · SiO ₂ 残留不变	砂粒
磷灰石	Ca ₃ [PO ₄] ₂ (F, Cl) 溶解或不变	溶解物质或砂粒

(据曾允孚和夏文杰,1986)

由表 2-3 可以看出,岩石的风化产物按其性质可分为三类:①碎屑物质,这是母岩机械破碎的产物,如上例中的石英砂、云母碎片、锆英石砂等,这类物质包括未遭受分解的矿物碎屑和岩石碎屑;②不溶残积物,这是母岩在分解过程中新生成的不溶物质,如上例中的粘土矿物和氧化铁色素,以粘土矿物为主;③溶解物质,这部分物质呈溶液状态被带走,如上例中的 K₂O、Na₂O、CaO、MgO 等。

母岩风化产物是沉积岩最主要的物质来源。这三类风化产物也就构成了最常见的三类沉积岩的基本物质:碎屑物质是陆源碎屑岩(砾岩、砂岩和粉砂岩)的主要成分;不溶残积物中的粘土矿物是陆源沉积岩中泥质岩的主要成分;溶解物质则构成了化学和生物化学岩(内源沉积岩)。可见,风化产物的性质无疑会影响到以后所生成的沉积岩的性质。

风化产物的性质及各类产物间数量比取决于母岩性质、风化作用类型及母岩的风化程度。有些岩石风化后主要形成碎屑物质,如石英岩;有的主要形成溶解物质,如石膏岩、盐岩。物理风化只能形成碎屑物质,化学风化才能形成不溶残积物和溶解物质。母岩风化程度不同,风化产物亦不同,如长石的初期风化产物为水云母,进一步风化生成高岭石或蒙脱

石,风化程度很深时则出现氧化铝。

风化彻底的岩石所提供的沉积物为成熟的沉积物,这类物质几乎全是由风化最终产物组成的,即主要是粘土矿物和稳定的矿物碎屑和岩石碎屑。这些物质在搬运过程中进一步分选,成为分别由粘土矿物或碎屑物质组成的成分单一的沉积物,其中重矿物含量很少。相反,风化不彻底的岩石所提供的沉积物质则形成不成熟的沉积物。所谓风化不彻底是指母岩在风化过程中,不仅所含的稳定矿物没有风化解,就是稳定性较差的矿物也未风化或略风化。因而,所提供的沉积物成分复杂,稳定和不稳定的矿物碎屑都有,还有较多的各种岩石碎屑和重矿物,经搬运、堆积形成成分复杂的不成熟的沉积物。由此可见,陆源沉积岩的成分除了反映沉积物在搬运过程中所发生的变化外,在一定程度上也能反映母岩的风化程度。

第三节 沉积物的其他来源

一、生物来源的沉积物

生物通过其生命活动可营造起生物驱体,生物死亡后其遗体可以在原地堆积埋藏下来,亦可搬运到异地堆积下来,成为沉积岩的一部分。生物遗体包括两部分:一是生物的硬体(生物残骸),即动物的外壳和骨骼,以及藻类植物和钙化遗体;二是生物的软体(有机生物残体),即动、植物体的软体部分。

生物的硬体成分大部分是碳酸盐质(主要是方解石、文石),少部分是磷酸盐质(碳氟磷灰石)和硅质(蛋白石及其重结晶的玉髓、石英),它们是内源沉积岩的重要成分之一。生物的软体主要是由碳、氢、氧、氮、硫、磷等元素所组成的碳氢化合物,俗称有机物。沉积岩中的有机物经过沉积期后的生物化学作用,使得其有机组分与原始的成分有相当大的差别,变得更为复杂。到目前为止,在沉积物和沉积岩中已发现有 500 多种有机化合物,其最基本类型为氨基化合物、碳水化合物、类脂化合物、木质素和色素。其中氨基化合物和碳水化合物在生物死亡埋藏后的细菌作用下大部分分解消耗掉,同时形成甲烷;木质素和类脂化合物比较稳定,前者是成煤的母质,后者是主要的成油母质。上述有机化合物经过埋藏成岩后生阶段的生物化学作用形成的最终产物为:①不可溶物质——干酪根,它是指在常温常压下不溶于有机溶剂的固体有机质,在热解或加氢分解时则产生烃类物质。其中包括主要由单细胞藻类残体形成的腐泥质型(成油型)、主要由陆生植物残体形成的腐殖质型(成煤型)和两者之间的过渡类型;②可溶物质(溶于有机酸)——烃、沥青等,烃类(烷烃、环烷烃、芳香烃等)既是石油的主要成分,亦含于沥青中。沥青中还含有胶质、沥青质、碳氢质等有机组分。不可溶和可溶物质的量之比是(90~95):(10~5)。在这演化过程中还可出现一系列中间产物,其中最主要的是腐殖质的主要成分——腐殖酸。有机物除了集中堆积形成石油、天然气、沥青、油页岩和煤以外,其余大量分散在沉积岩中。

二、深部来源的沉积物

是指由火山作用带到地表的火山碎屑物及其伴生的气热液和沿深断裂流出地表的热卤水。

当火山喷发时岩浆可溢出地表冷凝成熔岩,也可爆发成火山碎屑物质,喷发到空中,再降落地表,可以集中堆积成火山碎屑岩,也可分散掺杂于其他沉积物中。与火山碎屑物质喷发的同时往往伴随有气热液的喷发,它们有时可成为某些内源沉积岩和沉积矿床(如硅、铁、有色金属)的重要物质来源。

深部热卤水在成岩成矿中的意义日益为沉积学家和矿床学家所重视。现代热卤水分布广泛,不仅海底有,大陆上也有。最著名的是红海海底热卤水,其盐度为 7.2% ~ 25.7%, 温度达 34 ~ 56.5℃。在堪察加半岛和加利福尼亚州索尔顿湖等地区都发现有热卤水;以色列在钻井的 100 ~ 3000m 深处也发现有多层热卤水;东非裂谷的热卤水形成了某些咸水湖;有人认为死海是由深断裂排出的氯化钙水造成的钾、溴的富集。深部热卤水的化学成分特点各不相同,但多半为氯化钙型或碳酸盐型,钾、钙及重金属元素含量较高。

据研究,深部卤水的来源和成因不仅有来自地壳深部或上地幔的岩浆水,而且还可能是深部埋藏的古卤水,其中有些是油田水以及由地表水向下渗流萃取了地层中的盐类物质和金属元素并加温后又流出地面的热卤水,或者是多种成因热卤水混合而成的。

过去主要着眼于热卤水在某些金属矿床形成中的作用,近年来也注意到深部卤水形成某些蒸发岩的可能性。如巴西和西非的白垩纪钾盐矿床富含 $MgCl_2$ 、 $CaCl_2$ 和重金属元素,故认为除海水外,可能还有深部卤水的补给。我国柴达木盆地第四纪盐类沉积也被认为至少有一部分成盐物质来自深部。前苏联有一个规模很大的晚侏罗世形成的石膏矿床,有人认为这样大规模的石膏沉积不可能由海水供给,可能来自深部卤水。深部气热液和卤水有可能成为萤石、天青石、重晶石等矿床的重要来源。

三、宇宙来源的沉积物

陨石即为来自宇宙空间的固体物质。陨石大小极为悬殊,如 1976 年我国吉林陨石雨中最大陨石重达 1770kg,最小的仅十几克;世界上还有重达数十吨的陨石,如西南非洲纳米比亚的霍巴(Hoba)铁陨石。极为细小的微粒,通常被称作宇宙尘埃(或称微陨石)。宇宙物质可能大部分成为尘埃状落到地球上。与其他来源的沉积物相比,宇宙来源的沉积物数量是非常稀少的。