

高等学校试用教材

地 貌 学

北京大学、南京大学、上海师大、兰州大学、
杭州大学、西北大学和中山大学地理系合编

人 民 教 育 出 版 社

高等学校试用教材

地 貌 学

北京大学、南京大学、上海师大、兰州大学、
杭州大学、西北大学和中山大学地理系合编

人民教育出版社

地貌学

北京大学、南京大学、上海师大、兰州大学、
杭州大学、西北大学和中山大学地理系合编

*

人民教育出版社出版
新华书店北京发行所发行
河南第一新华印刷厂印装

*

开本 787×1092 1/16 印张 16 $\frac{1}{2}$ 字数 372,000

1978年9月第1版 1982年2月第3次印刷

印数 44,001—55,000

书号 12012·05 定价 1.20 元

目 录

绪论	1	第五节 蠕动	31
一 地貌学的研究对象	1	一 蠕动的特征	31
二 地貌学的发展和现状	1	二 松散层蠕动	31
三 地貌学的实践意义	2	三 岩体蠕动	31
第一章 风化作用	4	第六节 重力堆积物	31
第一节 风化作用的类型	4	第三章 流水地貌	31
一 物理风化	4	第一节 流水作用	31
二 化学风化	5	一 水流的基本特性	31
三 生物风化	8	二 水流的侵蚀作用	40
第二节 风化阶段	8	三 水流的搬运作用	42
一 物理风化为主的阶段	9	四 水流的堆积作用	43
二 化学风化为主的阶段	9	第二节 沟谷地貌	44
第三节 影响风化作用的因素	11	一 坡面冲刷	44
一 气候因素	11	二 沟壑的形成和发展	45
二 地形因素	11	三 泥石流	45
三 地质因素	12	四 洪积扇	47
第四节 残积物与土壤	14	第三节 河床地貌	48
一 残积物	14	一 河床纵剖面	48
二 土壤	14	二 河床类型	49
三 古土壤和古风化壳	15	第四节 河漫滩	52
第五节 风化作用与生产建设	15	一 河漫滩的形成与发展	52
一 岩石风化与工程建设	15	二 河漫滩微地貌	54
二 岩石风化与寻找地下水	16	第五节 河谷地貌	55
三 岩石风化与找矿	17	一 河谷的发展	55
第二章 重力地貌	18	二 河流阶地	56
第一节 块体运动的力学分析	18	三 河谷的不对称	61
第二节 崩塌	21	第六节 流域地貌	61
一 崩塌的特征	21	一 水系	61
二 崩塌发生的条件和原因	22	二 侵蚀发育阶段	65
三 崩塌的防治	23	第七节 流水堆积物	70
第三节 错落	23	一 坡积物与洪积物	70
一 错落的特征	23	二 河流冲积物	71
二 错落发生的条件和原因	24	第八节 河流地貌与生产建设的关系	73
三 错落的整治	25	一 河流地貌与水利工程	73
第四节 滑坡	25	二 河流地貌与地下水	75
一 滑坡的特征	25	三 河流地貌与沉积砂矿	76
二 滑坡的力学机制和影响滑坡的因素	27	四 古河道在生产上的意义	76
三 滑坡的类型及其发展阶段	29	第四章 岩溶地貌	76
四 古滑坡的识别和滑坡的防治	30	第一节 岩溶作用	76

第四节 黄土高原的水土流失与水土保持·····	179	第十章 气候地貌 ·····	217
一 水土流失的危害·····	179	第一节 气候地貌的分带性·····	217
二 水土保持措施·····	180	一 气候与外力作用的关系·····	217
第九章 海岸地貌 ·····	182	二 气候地貌的地带性·····	219
第一节 海岸的动力作用·····	182	第二节 冰雪气候地貌·····	220
一 波浪作用·····	182	一 冰川气候地貌·····	220
二 潮汐作用·····	185	二 冰缘气候地貌·····	222
三 海流作用·····	188	第三节 湿润气候地貌·····	223
第二节 海岸地貌·····	188	一 湿润气候地貌·····	223
一 海蚀地貌·····	188	二 湿热气候地貌·····	224
二 海积地貌·····	189	第四节 干旱气候地貌·····	225
第三节 海岸发育与海岸类型·····	196	第五节 气候地貌的多代性·····	226
一 海岸发育·····	196	第十一章 构造地貌 ·····	228
二 海岸类型·····	198	第一节 地质构造地貌·····	228
第四节 河口地貌·····	201	一 水平岩层构造地貌·····	229
一 河口区的特征·····	201	二 单斜构造地貌·····	229
二 河口的动力特性与泥沙运动·····	202	三 褶曲构造地貌·····	230
三 河口地貌发育·····	204	四 穹窿构造地貌·····	232
四 河口三角洲·····	206	五 底辟构造地貌·····	232
第五节 海岸沉积·····	211	六 断层构造地貌·····	233
一 三角洲沉积·····	211	七 岩浆岩构造地貌·····	236
二 海湾沉积·····	213	第二节 大地构造地貌·····	238
三 泻湖沉积·····	213	一 地壳运动类型与大地构造单元·····	238
四 海峡沉积·····	214	二 不同构造单元上的地貌表现·····	241
五 开阔海岸沉积·····	214	三 新构造运动的地貌作用·····	242
第六节 海岸地貌与生产建设·····	214	第三节 大陆与海洋·····	243
一 港口和航道建设·····	214	一 海底地貌·····	244
二 海涂的利用与围垦·····	215	二 海陆的分异·····	249
三 渔业的开发·····	215	三 大陆漂移、海底扩张与板块运动·····	251
四 海底矿产的探采·····	215	编后记 ·····	254

绪 论

一 地貌学的研究对象

地貌学是研究地球表面起伏形态及其发生、发展和分布规律的科学。

地表形态是多种多样的,有大陆和海洋,有山地和平原,还有冲沟、河谷、溶洞和沙丘等等。这些地貌不仅规模、形态不同,成因也不相同。大陆和海洋是地球上最大的地貌单元,它们的成因和分布与整个地球内部的物质运动有关;山地与平原的形态及成因也很不一样,世界上高大的山岭大都位于地壳较活动的地带,宽阔的平原大都位于地壳较稳定的地区,可见,这些地貌的形成主要同地壳运动和大地构造有关;至于冲沟、河谷、溶洞和沙丘则是由水力和风力塑造而成的,它们的发展主要受气候条件的控制,其分布也与一定的气候带有关。

地表形态以及它们的形成和发展,虽然错综复杂,但还是有一定的规律可循的。简要地说,地貌是内外力相互作用的结果。内力是指地球内能所发生的作用,主要是地壳运动,包括水平运动、垂直升降运动、褶皱运动、断裂运动以及岩浆活动和地震等。外力是指地球表面受太阳能和重力而产生的各种作用,包括风化作用、块体运动、流水、岩溶、冰川、冻融、风沙以及波浪、潮汐和海流的作用等。内力形成了地表的起伏,外力则对地表进行塑造加工,也就是不断地进行夷平。内力产生隆起和沉降,外力则将隆起部分的物质剥离、搬运到沉降的低地、湖盆或海盆中堆积下来。内外力这种相互斗争、彼此消长的过程,也就是地表形态发展和演化的过程。

因此,地貌学的研究对象就是地球表面的各种形态,造成这些形态的动力作用,各种形态的特征和组合,它们的发育和演化规律,以及与各种地貌类型相关的沉积物特征等。本教材的结构基本上是按照这个体系安排的,并增加了与生产实践的关系一节。全书主要以单个外营力来分章;然后根据不同的气候条件,对多种外力作用和地貌形态的组合,进行归纳和概括;并按照不同的地貌等级,对地壳运动、大地构造、地质构造等内力因素的地貌作用,进行分析和综合。

二 地貌学的发展和现状

地貌学是人类长期与自然界进行斗争过程中发展起来的。随着人们对地球的认识和改造不断地发展,近百余年来,一系列有关地球的近代科学蔚然兴起,地貌学就是其中之一。

关于地貌形态的概念,起源很早。地貌学也象其他科学一样,是前人在生产实践或实际考察中直接或间接累积的知识。中国是世界文明古国,一、二千年以前,《禹贡》中就将中国划分九州,描述了各地的地形起伏,可以说是一部最早的地貌著作。在《汉书·地理志》中对流水的冲刷和淤积也作了科学的记述。东汉末年,张衡发明的地动仪,对地动的解释作出了光辉的贡献。唐代颜真卿的《麻姑仙坛记》已有“东海三为桑田”的海水进退的概念。南宋朱熹的《朱子

语录》中，对岩石的形成、地壳的运动，均有精辟的推理。北宋沈括所著《梦溪笔谈》对冲积平原、黄土阶地的成因等，也做了详细的记载。到了明清时代，《徐霞客游记》和孙兰的《柳庭舆地学说》，对流水及岩溶地貌，已有深刻的解释和独到的见解。

十八世纪以来，有些国家派出了不同形式的探险队、考察队，遍及各洲。当时有关地貌方面的研究，只是附属在地质考察报告中。

十九世纪的后半期，地质及地理工作者对地表形态、侵蚀与堆积作用，做了大量的记述和解释工作，但缺少系统性理论，也没有专门的研究方法。

十九世纪末、二十世纪初，地貌学的发展进入一新阶段。W. M. 台维斯于1899年创立“侵蚀循环说”，把地貌发育分为幼年、壮年和老年三个阶段；又把构造、营力及阶段列为地貌的三要素。这一学说影响的时间较长，一直到四十年代的中期；其影响范围主要在美国、英国以及受英美影响的国家。台维斯的侵蚀循环说，对地貌学的发展起到一定的作用。

当侵蚀循环说流行于英美地学界之际，欧洲大陆一些国家，如法国、德国，对地貌学的研究，各持有不同的论点，其中影响较大的是W. 彭克的《地貌分析》(1924年)。彭克认为地貌学是地质学和地理学之间的边缘科学，但其研究内容远远超出地理学范畴之外。彭克的《地貌分析》即用分析地貌的方法来确定地壳运动的性质。他认为地貌学的基本任务是据形态特征来阐明地壳运动的最新历史。彭克把地貌发育看作是内外动力相互作用的结果，同时又根据山坡的发展过程来研究地壳运动的方向和速度。

到了五十年代，地貌学开始注意外动力的数理分析和定量研究。六十年代以后，随着内外动力研究的进展和实际应用方面的需要，地貌学分支科学很快地发展起来。它主要包括动力地貌学、气候地貌学、构造地貌学和应用地貌学；其中动力地貌方面发展较快，如河流地貌、岩溶地貌、海岸地貌、冰川地貌、风沙地貌等，一个接一个地兴起。

随着分支学科的建立，地貌学与邻近科学间互相渗透，地貌学的研究方法也日趋精密。它逐步把河流动力、海洋动力、冰川动力、风沙动力等原理和方法引入地貌学领域。

同时，由于古地理、古气候、沉积相、海面变化、新构造运动等研究的开展，地貌学的内容更加丰富起来，领域也更加广阔了。

地貌学和其他自然科学一样，一方面分科日益精细，同时又趋向于高度的概括和综合。当前地貌学的趋向正从构造地貌学和气候地貌学两个方面深入地向前发展。

三 地貌学的实践意义

(一) 矿产的普查与勘探

在稀有元素和贵重金属的砂矿普查和勘探方面，地貌学是比较重要的方法。例如金沙、锡砂、钨砂、以及金刚石等各种宝石，常富集在古溶洞和古河谷中。

除砂矿外，风化壳中常有镍、铂及铝土矿，它们的分布多与古夷平面有关。

在基岩矿床的普查和勘探方面，利用地貌学方法，可以根据砂矿的沉积来追溯原生矿床，也可以根据基岩上覆盖的松散堆积物的研究和松散堆积物下伏的古地貌的研究以发现基岩矿床分布的界限。

我国地貌和第四纪研究人员,利用河流、三角洲及湖泊沉积的特征和规律,对比含油层系,鉴别其沉积环境,开展岩相、古地理和古地貌的研究工作,已有效地为勘探和开发油田方面服务。

(二) 道路工程

我国冰川、沙漠、泥石流以及岩溶的研究,为西北、西南的铁道工程提出了积极的建议。例如近年来所展开的中巴公路沿线近代冰川进退规律的研究、东北及青藏高原冻土的埋藏与分布状况的研究、西南泥石流动态的研究、西北沙漠边缘沙丘活动的研究、西南高原上铁路隧道及深部岩溶的研究等,均为有关工程建设方面提供了有价值的科学资料。

(三) 河道和港口整治

近年来我国地貌科研人员为河道及港口整治方面,做了大量工作。例如黄河下游游荡性河道的治理、三门峡水库修建与渭河下游纵剖面的调整、长江中下游的裁弯取直和分汊河道的整治。我国北方及南方港口(如上海港、天津新港等)的地貌研究,对拦门沙的形成、淤泥质海滩的发育,已取得大量科学资料。

(四) 农业生产

在土壤改良、水土保持及防风林带的建设和荒地的调查与规划方面,解放以来,已做了大量的科研工作。近年河北平原的古河道研究,为地下水的开发利用,取得了重要成果,将来可为南水北调准备地下水库,对我国农业发展将具有重大意义。

总之,在伟大的社会主义建设中,地貌学正在发挥它的作用。将来宏伟的南水北调工程的实施,广大的黄土地区水土保持工作的开展,沿海海滩的围垦,河港、海港的选定与整治,平原地区的地下水的开发利用,各种砂矿的普查以及近年来具有远大前景的油气资源的勘探开发等,都需要进行大量的地貌调查工作。地貌学的研究应努力为实现祖国的四个现代化作出贡献。

第一章 风化作用

长期暴露在地表的岩石和矿物经受风化作用是自然界常见的一种现象。如到江西景德镇附近的陶瓷原料产地,就可以看到花岗岩风化剖面,其下部是坚硬的新鲜花岗岩体,往上是经风化破碎后逐渐发育成的比较松软的高岭土(图 1-1)。

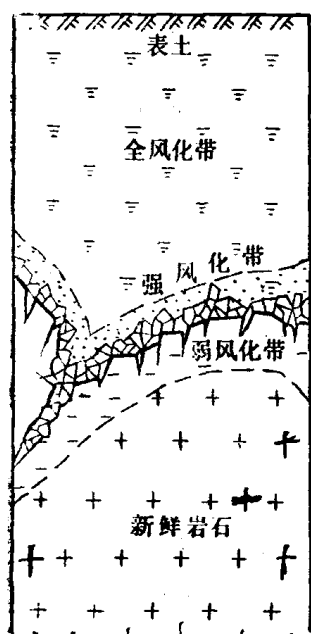


图 1-1 花岗岩风化剖面

事实上,无论怎样坚硬的岩石,一旦出露地表,在太阳的辐射下并与水圈、大气圈和生物圈接触,为适应地表新的物理、化学环境都必然会发生变化。这种变化虽然缓慢,但年深日久,就会逐渐崩解、分离为大小不等的岩屑或土层。岩石的这种物理、化学性质的变化称为风化;引起岩石这种变化的作用称为风化作用;被风化的岩石圈表层称为风化壳;岩石经过风化作用后,形成松散的岩屑和土层,残留在原地的堆积物称为残积物。风化壳是岩石圈的一部分,而残积物是风化壳的一部分。

风化作用的速度虽然较缓慢,但对各种地貌的形成和发展,起着重要作用,是一切外营力的先导。因为只有当岩石经过风化破碎后,才能被流水、冰川和风等外营力侵蚀和搬运,从而再次造成地面的各种起伏形态。由于各种岩石抵抗风化的能力有差异,所以抗蚀力也有差异;抗蚀力强的岩石相对突起,抗蚀力弱的岩石相对凹下,这样就造成所谓差别侵蚀地貌。

研究岩石风化,对工程建设和找矿等都有重要的实际意义。

第一节 风化作用的类型

岩石风化过程可分为物理风化、化学风化和生物风化三种类型。

一 物理风化

物理风化系指地表岩石因温度变化和孔隙中水的冻融以及盐类的结晶而产生的机械崩解过程。它使岩石从比较完整固结的状态变为较松散破碎状态,使岩石的孔隙度和表面积增大。这种只引起岩石物理性质变化的风化作用称为物理风化或机械风化。

(一) 热力风化

地球表面所受太阳辐射有昼夜和季节的变化,因而气温与地表温度均有相应的变化。岩石是不良导热体,所以受阳光影响的岩石昼夜温度变化仅限于很浅的表层;而由温度变化引起岩体膨胀所产生的压应力和收缩所产生的张应力也仅限于表层。这两种过程的频繁交替遂使岩石表层产生裂缝以至呈片状剥落。在荒漠地区,白昼的地表温度可高达 60—70°C,而夜晚可降到 0°C 以下,因为昼夜温差大,所以岩石表面剥落较为严重,甚至有时能听到岩石爆裂的响声;但在湿润地区,地面的昼夜温差较小,其岩石表面剥落现象就不明显。另外,由多种矿

物所组成的岩石，更易剥落，特别是结晶岩，多是多种矿物的集合体，矿物的热力性质各不相同，因而在昼夜温度变化下的体积膨胀、收缩亦有差异，这样，在不同矿物的界面间就产生应力，使它们彼此容易分离成为砂粒。

(二) 冻融风化

寒冷地带，岩石的孔隙或裂隙中的水在冻结成冰时，体积膨胀(增大9%左右)，因而它对围限它的岩石裂隙壁施加很大的压力(可达到2000公斤/厘米²)，使岩石裂隙加宽加深。当冰融化时，水沿扩大的裂隙更深地渗入岩石的内部，同时水量也可能增加，并再次冻结成冰。这样冻结、融化频繁进行，不断使裂隙加深扩大，以致使岩石崩裂成为岩屑。这种作用又叫冰劈作用。

此外，当岩石裂隙中的水，溶解着大量盐类矿物时，一旦水分蒸发，浓度逐渐达到饱和，盐类便再结晶，使体积增大，对围限它的裂隙壁产生膨胀压力，使裂隙扩大加深，也可以使岩石崩裂。

二 化学风化

化学风化指岩石在水、水溶液和空气中的氧与二氧化碳等的作用下所发生的溶解、水化、水解、碳酸化和氧化等一系列复杂的化学变化。这种引起岩石的成分和性质变化的风化作用称为化学风化。它使岩石中可溶的矿物逐步被溶蚀流失或渗到风化壳的下层，在新的环境下，又可能重新沉积。残留下来的或新形成的多是难溶的稳定矿物。化学风化使岩石中的裂缝加大，孔隙增多，这样就破坏了原来的岩石结构和成分，以致使岩层变成松散的土层。化学风化的主要方式，有下列几种：

(一) 溶解作用

水是一种好的溶剂。由于水分子的偶极性，它能同极性型或离子型的分子相互吸引。而矿物绝大部分都是离子型分子所组成的，所以矿物遇水后，就会不同程度地被溶解，一些质点(离子或分子)逐步离开矿物表面，进入水中，形成水溶液而流失。矿物在水中的溶解度，主要是由组成矿物的各种元素的电价、离子半径、负电性、离子电位和化合键的类型等决定的；另一方面溶解度也与外界的条件，如水的温度、压力、pH值和浓度等有关。常见的矿物，按其溶解度的大小，一般分为下列五类。

1. 极易溶解矿物：如 K^+ 、 Na^+ 的各种化合物，包括卤化物、氟化物、硫酸盐、硝酸盐、碳酸盐和硅酸盐等。

2. 易溶解矿物：如 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 、 Al^{2+} 和 Cu^{2+} 等的卤化物、硫酸盐等。

3. 微溶解矿物：如 Ba^{2+} 、 Sr^{2+} 、 Zn^{2+} 、 Ag^+ 等硫酸盐类。

4. 难溶解矿物：如 Zn^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的硅酸盐和 Cu^{2+} 、 Pb^{2+} 的碳酸盐等。

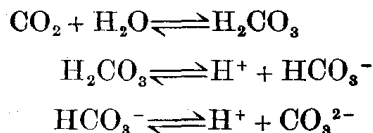
5. 极难溶解矿物：如 Fe^{3+} 、 Mn^{4+} 、 Ti^{2+} 、 Co^{3+} 和 Al^{3+} 的氢氧化物等。

岩石中常见主要造岩矿物的溶解度大小顺序如下：食盐>石膏>方解石>橄榄石>辉石>角闪石>滑石>蛇纹石>绿帘石>正长石>黑云母>白云母>石英。岩石中易溶解矿物的含量愈多、愈易风化。

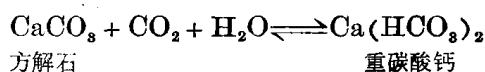
(二) 结晶作用

(五) 碳酸化作用

自然界的水很少是纯水,实际是一种水溶液。大气和土壤中(包括植物和微生物新陈代谢过程中所释放出来的)二氧化碳与水化合就成碳酸,并在水溶液中部分电离

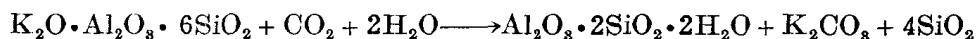


水溶液中 H^+ 离子的浓度增大,水的溶解能力也增大,特别是对碳酸盐类的岩石破坏性更大。碳酸盐矿物(如方解石)在纯水中溶解度是很低的,但在富含碳酸的水溶液中很容易被溶蚀,因为它成了易溶于水的重碳酸钙(或称碳酸氢钙)



$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 溶于水,成 Ca^{2+} 与 HCO_3^- 离子状态,又增加水中的 HCO_3^- ,即增强了水溶液的溶蚀能力,使碳酸钙随水而逐渐流失。这是碳酸盐类岩石化学风化的主要过程,也是碳酸盐类的岩石经溶解而形成各种岩溶地貌的主要过程。

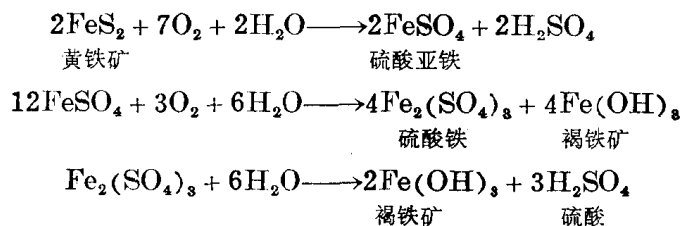
含二氧化碳的水溶液对硅酸盐和铝硅酸盐的破坏作用也是很强烈的,如正长石经过碳酸化变成高岭土



在此反应中,碳酸电离生成的 H^+ 离子置换了正长石中的阳离子 K^+ ,而 CO_3^{2-} 离子与它结合而成碳酸钾真溶液,正长石中的一部分 SiO_2 被分解游离出来呈胶体状态,因在碱性溶液中不能凝聚,故和真溶液一起随水而流失,只有高岭土残留在原地。

(六) 氧化作用

大气中含氧 21% 左右,而溶在水里的空气含氧达 33—35%,所以氧化作用是化学风化最常见的一种,它经常是在水的参与下,通过在空气和水中的游离氧而实现的。许多变价元素在地下缺氧条件下常形成低价元素的矿物,在地表氧化环境下,这些低价元素矿物极不稳定,容易氧化为高价元素的新矿物,以适应新的环境,如黄铁矿经氧化后成为褐铁矿



部分硫酸盐虽随水流失,但高价铁的硫酸盐很易水解,形成不易溶解的氢氧化物残留在原地,也就是铁帽(铁帽是寻找金属硫化物矿的一种标志)的形成;同时产生的硫酸,进一步促进了岩石的化学风化。

一些富含低价铁的岩石(如超基性岩)和硫化物的矿床,经过风化后,就可能把铁富集起来,形成有开采价值的铁矿。

在自然界,除上述各种方式的化学风化外,还有硫酸化作用、还原作用、去碳作用、中和作

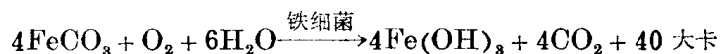
用和脱水作用等。化学风化实际上是多种方式的综合作用，某种单一的方式在自然界中是很少见的。

三 生物风化

生物风化是指生物在其生长和分解过程中，直接或间接地对岩石矿物所起的物理的和化学的风化作用。

生物的物理风化如生长在岩石裂隙中的植物，在成长过程中，其根系变粗、增长和加多。它们深入地下一般从几十厘米到一米左右；有的高等植物的根系，可深达十几米。树根可以对周围的岩石产生 10—15 公斤/厘米² 的压力。它们在蔓延过程中，沿岩石的裂缝象楔子一样劈裂岩石，不断地使岩石裂缝扩大、加深；同时也会产生许多小裂缝，根系也会钻进新的裂缝中来促进岩石的崩裂。其他如动物的挖掘和穿凿活动也会加速岩石的破碎。

生物的化学风化作用更为重要和活跃。生物在新陈代谢过程中，一方面从土壤和岩石中吸取养分，同时也分泌出各种化合物，如碳酸、硝酸和各种有机酸等，都是好的溶剂，可以溶解某些矿物，对岩石起着强烈的破坏作用。特别是一些微生物的活动更不可忽视，它们无孔不入，甚至在云母的解理面上也有细菌。它们有的可以吸收空气中的氮制造硝酸，有的吸收空气中的二氧化碳制造碳酸，有的吸收硫化物中的硫制造硫酸。它们能使矿物发生氧化或还原作用，如铁细菌能将亚铁盐变为高价铁盐



铁细菌利用氧化过程中所产生的能量合成有机化合物。事实上自然界矿物的氧化和还原作用在很多情况下都是在微生物参与下进行的。微生物产生的无机酸(如硝酸、硫酸等)和有机酸，特别是腐殖酸，破坏作用更强。如以一克正长石放入有腐殖酸和 10% 氨水溶液中密封起来，在 64.5 小时后，正长石就全部分解，从分解产物中可以得到高岭土。

由上可知，岩石的风化作用，实质上只有物理风化和化学风化两种基本类型，它们彼此是互相紧密联系的。物理风化作用，加大岩石的孔隙度，使岩石获得较好的渗透性，这样就更有利于水分、气体和微生物等的侵入。岩石崩解为较小的颗粒，使表面积增加，更有利于化学风化作用的进行。从这种意义来说，物理风化是化学风化的前驱和必要条件。在化学风化过程中，不仅岩石的化学性质发生变化，而且也包含着岩石的物理性质的变化。物理风化只能使颗粒破碎到一定的粒径，大致在中—细砂粒之间，因为机械崩裂的粒径下限为 0.02 毫米，在此粒径以下，作用于颗粒上的大多数应力可以被弹性应变所和解而消除。然而化学风化却能进一步使颗粒分解破碎到更细小的粒径(直到胶体溶液与真溶液)。从这种意义上说，化学风化是物理风化的继续和深入。实际上，物理风化和化学风化在自然界往往是同时进行、互相影响、互相促进的。因此风化作用是一个复杂的、统一的过程，只有在具体条件和阶段上，物理风化和化学风化才有主次之分。

第二节 风化阶段

以上讨论了风化作用的类型，以下分析岩石风化的阶段。

一、物理风化为主的阶段

严格地说，物理风化与化学风化并不是一个在先，一个在后，而是同时进行的。即便在最寒冷、最干旱的地区，也仍然有化学风化过程；在刚出露的新鲜岩石面上，由于和水与空气接触，必然立即有化学风化。但是在上述两种情况下（所看到的岩石风化产物主要是粗大的岩石碎屑，而很少有微细的，如粘土之类的化学风化的产物。这说明，化学风化还缺乏足够的发育条件和时间，所以，物理风化或机械风化相对地仍占主导地位。）如图 1-1 中，在下部新鲜花岗岩的上方只有粗大的花岗岩碎块，反映以物理风化为主的阶段；再往上，风化碎屑越变越细，逐渐过渡为高岭土，就是纯粹的化学风化产物了。我们知道风化壳上部的形成时间比下部早，所以风化的初期以物理风化为主，愈往后化学风化愈占重要地位。也就是说岩石的风化过程先是以机械崩解为主，使原有的岩石结构遭到破坏，然后矿物组成和化学成分也发生了明显的变化，这就过渡到以化学风化为主的阶段了。

二 化学风化为主的阶段

化学风化是一个很复杂的过程，一般分为早期、中期和晚期三个发育阶段。

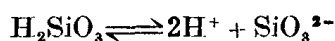
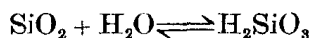
（一）化学风化的早期阶段（富钙阶段）

化学风化的早期，主要是岩石中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等碱族与碱土金属阳离子，逐步被水溶液中的 H^+ 离子置换，从矿物的晶体中离解出来。部分金属阳离子与溶液中的 Cl^- 和 SO_4^{2-} 离子结合形成氯化物和硫酸盐，如 $NaCl$ 、 KCl 、 Na_2SO_4 等，它们是易溶解的盐，在水溶液中呈离子状态，大部分逐渐地随水迁出风化产地；而岩石中的碳酸盐，如 $CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 等，是难溶解的盐，它们只是在富碳酸水溶液中才可以形成易溶解的重碳酸盐，如 $Ca(HCO_3)_2$ 、 $Mg(HCO_3)_2$ 等，随水迁移。所以在化学风化的早期，风化物中的氯化物和硫酸盐大量的被流走，碳酸盐流失较少，碳酸钙相对富集起来，故又称为富钙阶段。

在干旱与半干旱气候条件下，难溶解的盐类，从饱和溶液中发生结晶沉淀，形成一些次生矿物，如方解石 ($CaCO_3$)、菱铁矿 ($FeCO_3$)、赤铁矿 ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) 等，堆积在原地。

（二）化学风化的中期阶段（富硅铝阶段）

岩石经过较长期的化学风化后，不但氯化物和硫酸盐类已大量迁移，而且碳酸盐类也大量的迁移，甚至部分二氧化硅在水溶液呈碱性时，也从矿物中解离出来，溶于水后形成硅酸的真溶液或胶体溶液



硅酸胶粒带负电荷，当它们与水溶液中其他带负电荷胶体（如腐殖酸胶体）相遇时，不易发生凝聚沉淀，可随水而流走。它若和正电荷胶体（如氢氧化铁）相遇，电性中和，胶体微粒发生凝聚沉淀，而成为凝胶，堆积在原地。二氧化硅的凝胶称为蛋白石，即含水非晶质胶体矿物 ($SiO_2 \cdot nH_2O$)。蛋白石在地表条件下，经过脱水和结晶作用，最后又成为无水晶质胶体矿物玉髓 (SiO_2)。原来岩石中的铝硅酸盐，就风化为各种粘土矿物，其基本化学组成一般用 $Al_2O_3 \cdot mSiO_2 \cdot nH_2O$ 表示。它们仍属于铝硅酸盐，但都是次生的，并含有结合水，故叫次生含水铝硅酸盐。它们的成分复杂，种类繁多，最主要的有伊利石（水云母）、胶岭石（蒙脱石）与高岭石。所以，在风化产物

北京大学

陈

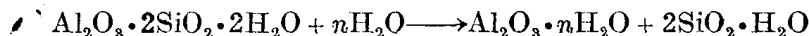
陈

水土保持学院

中,铝硅相对富集,故又称为富硅铝阶段。在湿热气候条件下,常形成高岭石;在湿润气候条件下,常形成胶岭石(即蒙脱石或微晶高岭石);在湿冷气候条件下,常形成伊利石(即水云母)。

(三) 化学风化的晚期阶段(富铝阶段)

在湿热气候条件下,高岭石继续风化,二氧化硅不断从高岭石中游离出来,最后导致二氧化硅和氧化铝的完全分离,高岭石就被分解



它们可以分别呈氢氧化铝和硅酸的真溶液或胶体溶液的形式存在。硅酸胶体一部分随水流走;一部分经过凝聚沉淀而成蛋白石,而后脱水结晶成为玉髓。氢氧化铝胶体不易流走,大部分经过凝聚沉淀形成氢氧化铝凝胶,然后转化为各种水铝石(即含水的氧化铝矿物),它们的化学通式为 $Al_2O_3 \cdot nH_2O$,如三水铝石($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$)、一水软铝石、一水硬铝石,同时还有不等量的 Fe_2O_3 、 Mn_2O_3 、 Cr_2O_3 等混入物。这些都是地表条件下比较稳定的矿物,大部分残留在原地。所以,在风化产物中,铝相对富集,故又称为富铝阶段。

为了具体说明岩石的化学风化为主的发育阶段,我们以花岗岩为例,扼要表示三个阶段的基本特征如下表。

表 1-1 以花岗岩为例的化学风化为主的各阶段基本特征

		早 期 (富 钙 阶 段)	中 期 (富 硅 铝 阶 段)	晚 期 (富 铝 阶 段)
元 素 迁 移 与 累 积	元 素 顺 迁 序	Cl、S 开始到大部分迁移,故含量逐步减少 Na、Ca、Mg、K 部分迁移,故含量相对增加	Cl、S 基本上全部迁移 Na、Ca、Mg、K 大部到全部迁移,含量减少 Si 部分迁移, Si、Al 含量相对增加	R^+ 、 R^{2+} 含量减少到 0.1—0.01% Si 大量迁移, Al 相对富集
	元 素 含 量 比 值	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3} > 4$	硅碱比值 $\frac{SiO_2}{K_2O + Na_2O}$ 由小增大 \longrightarrow 硅铝比值 $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ 由大减小 \longrightarrow $\frac{SiO_2}{Al_2O_3} \geq 2$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3} < 2$
溶 液 性 质		由碱性逐渐转为酸性 \longrightarrow ——基本为碱性——中性并转为酸性 \longrightarrow		
原 生 矿 物 分 解 与 次 生 矿 物 形 成		长石开始到大部分分解: 形成碳酸盐、蛋白石和胶岭石	长石分解基本完成, 碳酸盐矿物分解 蛋白石继续形成, 高岭石形成, 并部分分解; 水铝石形成	高岭石分解 蛋白石、水铝石形成
风 化 产 物 中 的 矿 物 组 合		原生矿物: 石英、锆英石, 还有轻度风化的长石。原生矿物的相对含量较高, 并逐渐减少 次生矿物: 碳酸盐矿物如方解石、菱铁矿、菱铁矿等, 还有少量的蛋白石、胶岭石等, 可能有褐铁矿	原生矿物: 石英、锆英石等, 长石基本上全部分解, 原生矿物的绝对量和相对量大减 次生矿物: 极少量的碳酸盐矿物, 以胶岭石、高岭石、蛋白石等为主, 少量水铝石, 可能有褐铁矿。次生矿物含量大增, 在风化产物中占主要地位	原生矿物: 石英、锆英石等在岩石风化矿物中仅占次要地位 次生矿物: 以水铝石为主, 其次为蛋白石、高岭石, 可能有褐铁矿等, 在风化产物中占绝对优势地位
风 化 产 物		碳酸盐粘土, 胶岭石粘土	高岭石粘土(高岭土)	水铝石粘土(铝土矿) 若含少量褐铁矿, 被染成红色称为砖红土
形 成 环 境		温带	暖温带	亚热带
		温度、湿度增加 \longrightarrow		

风化的进行深受环境因素的影响，如在寒冷气候条件下，风化作用将长期被抑制在以物理风化为主的阶段。化学风化的晚期阶段只能在长期处于湿热气候条件下的地区才会出现。所以要深入了解一个地区的风化情况，必须先了解影响风化的各种因素。

第三节 影响风化作用的因素

影响风化作用的因素很多、而又很复杂，但最主要的是受下列因素的影响。

一 气候因素

在不同的气候带，风化作用有明显的差异性，所能达到的风化阶段也是不一样的。

在极地和高山地带，温度很低，地面大部被冰雪覆盖，冻融作用盛行，化学风化缓慢，所以长期处于物理风化为主的阶段。

在干旱荒漠地带，日照很强，年降水量小于 250 毫米，蒸发量大于降水量。因此，热力风化盛行，而化学风化除氧化外，溶解与结晶、水化与脱水都交替发生，氯化物和硫酸盐等不能全部被淋溶，所以也长期处在物理风化为主的阶段。

在半干旱草原地带，日照强，年降水量 250—500 毫米，蒸发量大于降水量，因此，热力风化也较强，氯化物和硫酸盐等大部分被淋溶，而钙、镁盐类相对富集，并在土层中上下移动，常形成钙积层，所以化学风化长期停留在富钙阶段。

在半湿润森林草原地带，年降水量 500—750 毫米，蒸发量与降水量相近，化学风化长期处于富钙和富硅铝两阶段之间，常形成蒙脱石次生粘土矿物。

在温湿地带，年降水量 750—1000 毫米，降水量大于蒸发量，化学风化长期处于富硅铝阶段。但因温度较低，故只能形成水云母次生粘土矿物。

在湿热地带，年降水量大于 1000 毫米，气温高，植物茂盛，细菌活跃，因此，岩石矿物迅速分解，元素大量随水流失，风化速度最快，不但易形成高岭石次生粘土矿物，而且有的地区发展到富铝阶段，风化壳的厚度最大可达 200 米以上，一些大型的铁、锰、铝风化矿床易于形成。

总之，气候对风化的影响主要是通过温度和雨量的变化来实现的。在昼夜温差或寒暑变化幅度较大的地区，有利于物理风化作用的进行。特别是温度变化的频率，比温度变化的幅度更为重要，因此昼夜温差大的地区，对岩石的破坏作用也大。炎夏的暴雨对岩石的破坏更剧烈。温度的高低，不仅影响热胀冷缩和水的物态，而且对矿物在水中的溶解度、生物的新陈代谢、各种水溶液的浓度和化学反应的速度等都有很大的影响。各地区降雨量的大小，在化学风化中有非常重要的位置。雨水少的地区，某些易溶矿物，也不能完全溶解，并且溶液容易达到饱和，发生沉淀和结晶，从而限制了元素迁移的可能性；而多雨地区就有利于各种化学风化作用的进行。化学风化的速度，在很大程度上取决于淋溶的水量。而且雨水多，又有利于生物的繁殖，从而也加速了生物风化。所以可以说，气候基本上决定了风化作用的主要类型及其发育的程度。

二 地形因素

在不同的地形条件(高度、坡度和切割程度)下，风化作用也有明显的差异，因为，它影响风化的强度、深度和保存风化物的厚度及分布情况。