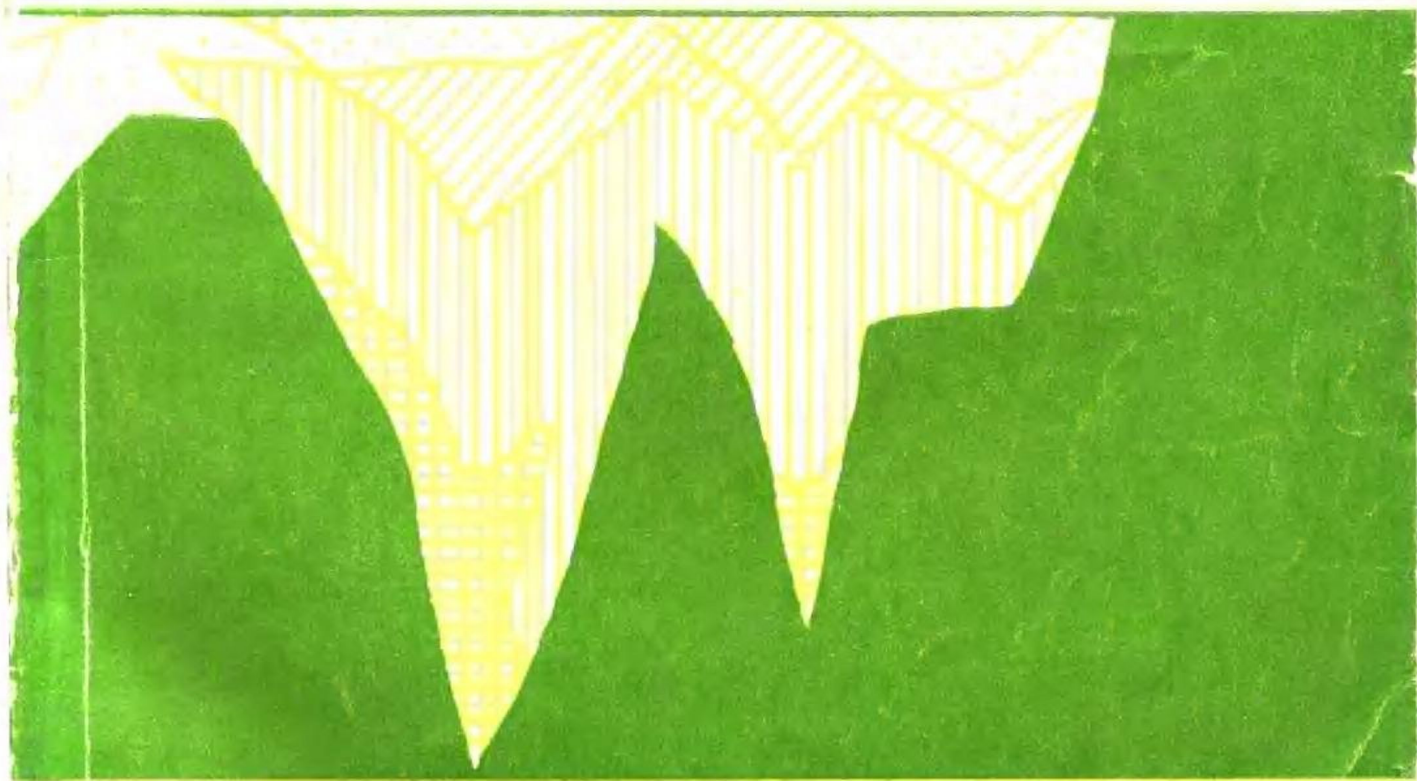


沉积岩石学 (III)

沉积物和沉积岩的成因

V. 恩格尔哈特 著



地质出版社

沉 积 岩 石 学 (Ⅲ)

沉积物和沉积岩的成因

W.v.恩格尔哈特 著

王东坡、何起祥、汪碧华 译

陈 浩 疏 校

地 质 出 版 社

内 容 提 要

本书为《沉积岩石学》一书中的第三分册。第一分册是描述沉积物的矿物成分、结构及其形成条件；第二分册是介绍沉积物和沉积岩的描述及其自然产状；第三分册是对形成沉积物和沉积岩的最重要的作用进行综合的描述和解释，即沉积物及沉积岩的成因。内容比较全面，对各种作用的过程，应用了物理学和化学的原理客观地解释了地球表部沉积区和地壳最上部发生的事件，把复杂的自然过程与简单的模式联系起来采用定量方法处理沉积岩石学上的有关问题。本分册共分五章：母岩物质；陆上风化作用；碎屑组分的搬运和沉积；化学沉积物的形成作用；成岩作用。

本书可供广大地质工作者，特别是沉积岩石及石油地质工作者以及有关院校的师生参考。

沉 积 岩 石 学 (Ⅲ) 沉积物和沉积岩的成因

W. v. 恩格尔哈特 著
王东坡 何起祥 汪碧华 译
陈浩疏 校

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑：马志先

地质出版社出版

(北京西四)

沧州地区印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·全国新华书店经售

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：14⁷/₈ 字数：348,000

1982年10月北京第一版·1982年10月北京第一次印刷

印数：1—4,255册·定价：2.50元

统一书号：15038·新860

前 言

在1970年出版的《沉积岩石学》一书的第二部分中，H. 富奇鲍尔 (Füchtbauer) 和 G. 穆勒 (Müller) 描述了沉积物的矿物成分、结构及其形成条件。对后者的描述是以岩类学的证据，地质上的伴生以及现代沉积环境的观察资料为基础的。并且还讨论了各种沉积物成岩转变成地壳最上部的固结岩石的问题。继沉积物和沉积岩系统介绍后的《沉积岩石学》第三部分，试图对形成沉积物和沉积岩的最重要的作用进行综合的描述和解释。

虽然第二部分内容是沉积物和沉积岩的描述及其自然产状，但仍需以岩类学的知识为先决条件。这种介绍必须通过物理学和化学的原理客观地解释地球表部沉积区和地壳最上部发生的事件。目的是尽可能地把极复杂的自然过程与简单的模式联系起来，并说明定量处理沉积岩石学问题的可能性。

本部分只限于沉积物和沉积岩形成作用的一般原理，这就决定了它与《沉积岩石学》第二部分的关系。一方面，它所介绍的内容都是以第二部分的系统和详细的描述为基础的。另一方面，在第二部分中已讨论过的某些现象和作用，本部分则根据物理、化学解释以及定量处理的观点再加以复述和讨论。鉴于沉积岩石学还未构成一严密的学科体系，仍然是一门高度发展着的学科，因此，在某些情况下，对一些概念和偶尔也对其它已提出过的解释作出另外的解释。

作用过程的分析遵循于事件的自然发展。固结岩石在地表水和大气的影响下遭受化学变化，并碎解为疏松的物质。这种风化作用的产物为风、水所搬运。固体颗粒从溶液中分离出来，按照形态和大小进行分选，形态和成分不断发生变化。这些碎屑物质堆积在大陆和海洋沉积的环境中。部分由于生物的影响，使另一些组分从溶液中沉淀出来。由于地质作用的结果，这些沉积物沉陷而埋藏在较深的地方。随后它们经历着结构的变化和化学成分及矿物成分的变化。

因此，本书共分五大章，分别讨论母岩物质；风化作用；水和风对碎屑组分的搬运和沉积；化学沉积物的形成；以及成岩作用。

本书以地学各学科的高年级学生为对象，也适用于研究与沉积物成因及沉积物固结成岩有关问题的一些研究人员。作者力求反映研究工作的现状。原稿撰写过程中，如总是不能按预期来完成此任务，则敬希读者原谅作者在各领域未能赶上观察材料和理论的飞速发展。

作者感谢H. 富奇鲍尔详细审阅原稿，并提出许多宝贵的意见。

我们还感谢J. 内格尔 (Nägele) 和E. 内格尔，在原稿的准备过程中，表现了极大的耐心和在本书编著过程中所给予的合作。

本书第一版1973年秋出版于德国。在这次二版时作了若干局部的增订。

作者感谢威廉D. 约翰斯 (William D. Johns) 教授的详细翻译。

W.v. 恩格尔哈特

1977.4. 于土宾根

目 录

第一章 母岩物质	(1)
第二章 陆上风化作用	(7)
2.1 概述	(7)
2.2 原生岩石及原生矿物碎解成疏松物质	(8)
2.3 化学分解作用	(12)
2.31 概述	(12)
2.32 溶解作用	(15)
2.33 新矿物的形成	(23)
2.4 土壤	(32)
2.41 概述	(32)
2.42 成壤作用的因素	(33)
2.43 土壤的类型	(34)
第三章 碎屑组分的搬运和沉积	(38)
3.1 水的搬运作用和沉积作用	(38)
3.11 概述	(38)
3.12 层流和紊流	(38)
3.13 悬浮搬运(悬浮载荷)	(42)
3.14 底部搬运(底载荷)	(50)
3.15 河流的搬运能力	(54)
3.16 海洋的搬运作用	(57)
3.17 搬运和沉积过程中的变化	(70)
3.18 水中的沉积作用	(88)
3.2 空气的搬运作用和沉积作用	(103)
3.21 概述	(103)
3.22 悬浮搬运(悬浮载荷)	(104)
3.23 底部搬运(底载荷)	(106)
3.24 风的搬运能力	(109)
3.25 风成搬运的机械作用	(110)
3.26 空气的沉积作用	(111)
3.3 风成和水成碎屑沉积物的区别	(114)
3.4 冰的搬运和沉积作用	(116)
第四章 化学沉积物的形成作用	(118)
4.1 概述	(118)
4.2 石灰岩	(119)
4.3 白云岩	(129)
4.4 石膏和硬石膏	(132)

第五章 成岩作用	(135)
5.1 概述	(135)
5.2 沉积物和沉积岩中的孔隙空间	(135)
5.21 概述	(135)
5.22 孔隙度	(136)
5.23 均匀流动过程	(138)
5.24 孔隙空间中非均匀流动过程与平衡	(145)
5.3 同生水	(148)
5.31 概述	(148)
5.32 同生水的成分	(149)
5.33 同生水的成岩作用	(163)
5.4 砂的成岩作用	(170)
5.41 机械成岩作用	(170)
5.42 化学成岩作用	(171)
5.5 粘土的成岩作用	(187)
5.51 机械成岩作用 (压实作用)	(187)
5.52 化学成岩作用	(206)
5.6 碳酸盐的成岩作用	(215)
5.61 机械成岩作用	(215)
5.62 等化学成岩作用	(217)
5.63 异化成岩作用	(225)

第一章 母 岩 物 质

沉积物形成过程中的母岩物质，一方面包括火成岩和变质岩（原生岩），另一方面也包括组分已经经历过一次或多次的沉积作用而未被高温高压改造过的较古老的沉积岩。

根据巴特（Barth）收集的资料，兹将火成岩造岩矿物含量列于表 1—1。第一栏是奥斯陆地区的火成岩。该区出露正长花岗岩侵入体及成分相当的喷出岩。表上的数字是根据个别岩石类型的矿物成分并考虑其区域分布而计算出来的。第二栏是根据太平洋岛屿的火山熔岩、假定其比例为95%的玄武岩和5%的响岩—粗面岩计算得出的。第三栏的数据是根据由克拉克和华盛顿（Clarke）和华盛顿（Washington）（1924）所估算的全部火成岩平均成分计算得出的。

表1—1 火成岩造岩矿物的数量(据巴特, 1949); 以重量百分数表示

	奥斯陆地区 的深成岩和 火 山 岩	太平洋岛屿 的火山岩	火成岩的 平 均 值		奥斯陆地区 的深成岩和 火 山 岩	太平洋岛屿 的火山岩	火成岩的 平 均 值
石英	8	3.5	12.4	白云母	0.2	—	1.4
碱长石	62	18	31.0	橄榄石	0.3	9.5	2.6
斜长石	16	30	29.2	霞石	0.3	2.2	0.3
辉石	5	27	12.0	不透明矿物	2	7.4	4.1
角闪石	2	—	1.7	其他矿物	2.2	2.4	1.5
黑云母	2	—	3.3				

类似的变质岩平均矿物含量表还没有编制出来。这种矿物含量表是最难确定的，因为一种变质岩的矿物成分不仅取决于它的化学成分，而且还取决于变质作用的压力和温度条件。然而，定性地说，变质岩比火成岩含有较少的长石和辉石，而含有较多的角闪石和云母。此外，它们还含有各种矿物，例如绿泥石、绿帘石、碳酸盐、石榴石以及火成岩中所没有的或罕见的其它矿物。

根据地球化学的计算可以得到各主要沉积岩类型（粘土岩、砂岩、碳酸盐岩）相对比例的估计数值。根据韦克曼（Wickman, 1954）研究所提出的下列数值，有利于与其他作者的估计数值作比较：

粘土岩和粘土	80—82%
砂岩	8—12%
碳酸盐岩	8—10%

砂岩含有相当多的石英以及较少量的长石、云母和岩屑。粘土岩主要由页硅酸盐组成：除云母外，它们含有各种无碱的矿物，如绿泥石、高岭石和蒙脱石族矿物。碳酸盐岩主要由方解石和（或）白云石组成。

火成岩、变质岩与沉积岩矿物成分的简单定性对比揭示了一些基本的变化，种些变化是前二者经受沉积物形成作用的结果。在火成岩和许多变质岩中大量存在的长石，在沉积物中大部分被丢失，而辉石和角闪石也是如此。因此，页硅酸盐在沉积物中起控制作用。

这些页硅酸盐中有许多可能是由变质岩产生的。然而，应当牢记，沉积云母几乎都属于二八面体型，而在变质岩和火成岩中，三八面体的云母却更为常见。沉积物中的二八面体云母大多数也处于发育不全的云母，即伊利石，它们较正常的白云母含钾少而Si:Al值较高。这种白云母如果不是在沉积物形成过程中新生的，那就只能是原生云母化学转变的产物。大多数高岭石和蒙脱石矿物以及一部分绿泥石和碳酸盐，都是在沉积物的形成过程中形成的。

为了理解风化作用和搬运作用，了解一下原生母岩中最重要矿物的粒度分布是有意义的。对变质岩来说，这个问题实际上不可能回答，因为粒度取决于母岩的性质，以及变质作用的类型和程度。因此，变质矿物的粒度变化范围是很大的。同样地，喷出岩也不宜作这种比较，因为玻璃质和极细粒的基质居于主导地位。对于结晶比较粗的侵入岩来说，芬尼克 (Feniak, 1944) 的研究提供了详细的资料。在这项研究中，他研究了92个酸性岩 (花岗岩、正长岩)，55个中性岩 (霞石正长岩、二长岩、闪长岩)，53个基性岩 (辉长岩、超基性岩)。通过薄片的显微镜测定，确定了每个矿物颗粒的最大和最小直径。然后计算出每个矿物的算术平均直径。其结果归纳于表1—2。

由于喷出岩和变质岩一般是由较细的颗粒组成的，因此，可以把表1—2中的数据看作是代表沉积岩碎屑矿物粒度的最大值。最重要的碎屑组分长石和石英，其最大值介于1.5—0.7mm之间，亦即属于粗砂的范围。实际上在沉积物中占优势的是细砂而不是粗砂。

除了原生矿物的绝对粒度外，相对粒度也很重要。从表1—2推断，长石是最大的原生颗粒。在富含石英的岩石中，石英的粒度其次。在暗色矿物中，角闪石和辉石是最大的晶体。锆石的颗粒特别小。

对于一定的沉积地层来说，母岩物质可以由比例极为不同的火成岩、变质岩和沉积岩组成。根据沉积物的矿物成分来推断母岩物质的性质，经常是沉积岩石学的任务之一。这项工作首先可以借助特征的指示矿物来进行。这些矿物必须能经受住沉积物形成过程中化学作用和机械作用的改造。正确地了解沉积作用对单个矿物的影响，以及了解特征指示矿物在原岩中的产状和发育，对于正确恢复母岩来说是同样重要。一般说来，残存母岩物质的种种证据取决于沉积物的类型及其以前的历史。风化作用越强，搬运的路程越长，成岩改造越强，则母岩物质的特征标志就保存得越少。在粗粒碎屑岩中，特征指示矿物比在细粒粘土中更易发现和识别。后者主要是风化作用中新形成的矿物。越能抵抗风化和选择性搬运的指示矿物，其用处也越大。

在下列章节中不准备详细讨论风化作用、搬运作用和成岩作用对原生矿物的影响。有关指示矿物的某些重要资料将在下节中予以总结。

鉴于石英对化学作用和机械作用都有很高的抵抗能力，如果有可能建立判别母岩的鉴别标志的话，那么石英最适于作为指示矿物，已经研究过的这类标志有晶形、包体、颜色、波状消光以及所谓石英再生长大的特征等 (见本辑第二部分第一章，富奇鲍尔)。

沉积物中石英颗粒形态的判别，其意义是很小的。许多砂和砂岩中的石英颗粒常呈伸长的形状，颗粒的长轴与C轴一致，或平卧在单位菱面体的(1011)面上 (舒曼 1941; 巴拉特和克利斯蒂, 1963)。人们曾经指出，这是来自结晶片岩中石英的原始形态。然而，业已证明，来源于变质岩的沉积物也含有比较圆的石英颗粒，而且还证明某些含有伸长石英的沉积物曾经来源于侵入岩。因此，沉积物中石英伸长的形态并非确切的成因标志。在

表 1-2 侵入岩矿物的平均粒度 (据芬尼克, 1944)

矿 物	酸 性 岩				中 性 岩				基 性 岩						
	(n)	d ₁	d ₂	F	$\overline{d}$	(n)	d ₁	d ₂	F	$\overline{d}$	(n)	d ₁	d ₂	F	$\overline{d}$
石英	(88)	0.85	0.55	0.468	0.67	(26)	0.49	0.34	0.166	0.41	(4)	0.39	0.26	0.101	0.32
正长石	(76)	1.25	0.80	1.00	1.00	(21)	1.4	0.75	1.05	1.03	(5)	1.6	0.90	1.44	1.20
微斜长石	(49)	1.15	0.75	0.87	0.94	(4)	2.05	1.15	2.36	1.54	—	—	—	—	—
微纹长石	(7)	1.8	1.05	1.89	1.38	(2)	1.95	0.75	1.46	1.21	—	—	—	—	—
斜长石	(87)	1.3	0.75	0.975	0.99	(48)	1.1	0.60	0.66	0.81	(43)	1.3	0.60	0.78	0.88
霞石	—	—	—	—	—	(10)	1.1	0.85	0.935	0.97	(2)	0.80	0.45	0.36	0.60
白云母	(11)	0.445	0.23	0.103	0.32	(2)	0.26	0.103	0.027	0.17	—	—	—	—	—
黑云母	(62)	0.70	0.31	0.217	0.47	(36)	0.70	0.375	0.262	0.51	(16)	0.70	0.38	0.266	0.52
角闪石	(38)	0.80	0.48	0.384	0.62	(27)	0.85	0.50	0.425	0.65	(9)	0.95	0.55	0.525	0.73
辉石	(3)	0.77	0.44	0.339	0.58	(27)	0.824	0.421	0.347	0.59	(35)	1.114	0.696	0.697	0.84
橄榄石	—	—	—	—	—	(2)	0.50	0.37	0.185	0.43	(26)	0.9	0.6	0.54	0.74
锆石	(43)	0.063	0.042	0.0026	0.053	(7)	0.066	0.046	0.003	0.050	(4)	0.057	0.035	0.002	0.015
褐帘石	(6)	0.29	0.108	0.0216	0.15	(3)	0.43	0.29	0.125	0.35	(1)	0.335	0.195	0.065	0.26
榍石	(20)	0.23	0.114	0.0262	0.16	(20)	0.31	0.154	0.048	0.22	(2)	0.20	0.132	0.0264	0.16
磷灰石	(58)	0.12	0.05	0.006	0.089	(51)	0.17	0.07	0.012	0.11	(27)	0.23	0.10	0.023	0.15
萤石	(5)	0.35	0.22	0.077	0.28	(1)	0.17	0.085	0.0145	0.12	—	—	—	—	—
磁铁矿	(66)	0.185	0.123	0.023	0.15	(42)	0.185	0.14	0.026	0.16	(47)	0.37	0.28	0.103	0.32
黄铁矿	(3)	0.137	0.088	0.012	0.11	(6)	0.23	0.17	0.039	0.20	(8)	0.20	0.132	0.026	0.16

(n) = 研究的岩石数; d₁ = 最大平均直径 (毫米); d₂ = 最小平均直径 (毫米); F = d₁ × d₂ (毫米²); $\bar{d}$ = $\sqrt{F}$ = 平均直径 (毫米)。

许多情况下，它也可能在搬运过程中作为沿 $[10\bar{1}1]$ 面优先裂开和抗磨蚀性不均一的结果而出现。

人们一再假设，可以根据波状消光来推断沉积石英的成因。火成岩中的石英应当很少显示波状消光或不显示波状消光。明显的波状消光应当是结晶片岩石英的特征标志。由于巴拉特和克利斯蒂（1963）系统研究的结果，证明这些假设是不正确的。他们研究了51个侵入岩，18个火山岩，50个变质岩以及44个不同时代的沉积物样品。具有波状消光的石英是很常见的，而且在侵入岩中和在变质岩中一样常见。二者并无重大的区别。另一方面，这种石英在火山岩中却极为罕见。在研究过的含石英的沉积物中，纯的正石英岩几乎不含波状消光的石英，而在其它的砂岩、长石砂岩和硬砂岩中，波状消光石英出现的频率大约与侵入岩和变质岩中的相同。巴拉特和克利斯蒂根据这些观测结果断定具有波状消光的石英，从机械性能来说是不稳定的，并在风化和搬运过程中首先被破坏。因此，其组分经受了彻底改造的高度磨蚀的沉积物，例如正石英岩，就含极少的波状消光石英。

如果能确定再生长大现象不是沉积之后发生的话，即具有新生石英围绕磨圆石英颗粒再生长大的石英碎屑，一般说来是由较老的沉积物产生的。这种现象是在成岩过程中、由次生石英在沉积物的孔隙中沉淀造成的（见 5.42 节）。因此，这种具有较古老的再生长大的石英，就说明沉积物是由更古老的沉积物质组成的。

长石族矿物只有在特殊情况下才能用来作为母岩的指示矿物，因为长石在风化和搬运过程中遭受强烈的化学和机械破坏。因此缺乏长石不说明任何问题。长石的含量高往往表明物质是非沉积来源的。在这种情况下，可以根据长石的种类来推断母岩。

作为不含化石的碎屑沉积地层划分和对比的工具，作为识别母岩区的指示矿物，高比重的副矿物即所谓重矿物特别受到重视。这些矿物具有足够的抗拒化学和机械破坏的能力，又是母岩物质的特征，因而它们在沉积物中的存在可以使我们得出有关沉积物质成因的某些结论。在下一节中，我们将简要地讨论一些较为重要的重矿物。

角闪石类矿物较易遭受机械和化学破坏。然而，在某些碎屑沉积物中，其数量甚多，足以成为指示矿物。普通角闪石见于火成岩中，尤其是花岗岩、正长岩和闪长岩中，但不见于相应的喷出岩中。在角闪岩相的区域变质岩和角闪石角闪岩相的接触变质岩中分布也很广。玄武闪石见于富碱的正长岩侵入体、角闪辉长岩及许多低 SiO_2 的火山岩（安山岩、玄武岩）中。蓝闪石见于蓝闪石相的结晶片岩中。钠闪石见于富碱的侵入岩（花岗岩、正长岩）及相应的火山岩中，也见于接触变质岩和片麻岩中。钠铁闪石常见于霞石正长岩中。透闪石和透闪石—阳起石系列的矿物见于绿片岩相的结晶片岩中。

锐钛矿不是一种特征的指示矿物，因为它可以形成于各种火成岩和变质岩中。它也常常在风化作用或成岩作用中形成。

红柱石主要产于角闪石辉石角闪岩相的接触变质岩，以及堇青石—角闪岩相的低压区域变质岩中。在某些花岗岩中也有发现。

磷灰石在风化作用和成岩作用中易于为酸性溶液破坏。然而，仍然有一些碎屑沉积物含磷灰石颗粒。作为一种原生矿物，磷灰石见于各种火成岩中，在区域变质岩和接触变质岩中也很常见。

板钛矿和锐钛矿一样，作为指示矿物价值不大。作为一种原生矿物，尤常见于酸性火成岩及各种结晶片岩中，板钛矿也可自生于沉积物中。

堇青石主要产于辉石角岩相和角闪石角岩相的接触变质岩以及堇青石角闪岩相的低压区域变质岩中。堇青石也见于富二氧化硅的火成岩中。

蓝晶石是区域变质岩中的典型矿物。也见于许多麻粒岩及榴辉岩中。

至于**绿帘石-黝帘石**族矿物，绿帘石多产于绿片岩相的富钙结晶片岩中，但在许多花岗岩中也有发现。褐帘石产于富 SiO_2 的侵入岩中，但也见于结晶片岩。斜黝帘石和黝帘石见于同时含绿帘石的结晶片岩，尤其是变质基性岩中。

在**石榴石**族矿物中，贵榴石和富贵榴石的石榴石，例如钙铝榴石、锰铝榴石以及钙铁榴石产于角闪岩相的区域变质岩中。富镁铝榴石的石榴石见于麻粒岩相的岩石中；榴辉岩则特别富含镁铝榴石。在角闪石-角岩相的接触变质岩中，有钙铝榴石和锰铝榴石产出。黑榴石是富碱贫硅的侵入岩和喷出岩的特征矿物。

钛铁矿作为一种原生矿物，见于各种火成岩中。在变质岩中也有广泛分布。

同样，**磁铁矿**也产于所有的火成岩和变质岩中。

磁黄铁矿见于各种火成岩，特别是二氧化硅含量低的火成岩中，也产于许多变质岩中。在沉积物中也可以成为一种新生矿物。

独居石产于富 SiO_2 的火成岩，尤其是花岗岩中，也见于富石英和云母的结晶片岩中。

橄榄石是贫 SiO_2 火成岩的典型矿物。超基性岩（纯橄榄岩、橄榄岩）尤其富含橄榄石。许多玄武岩和辉长岩都含橄榄石。因为其化学性质不稳定，在沉积物中少见。

褐帘石产于花岗伟晶岩中。在不同的接触变质岩中，它属于气成或高温热液矿物，但很少见于侵入岩和喷出岩。然而，在各种压力和温度级的区域变质岩中都可见到。尽管它在母岩中数量不甚重要，但是由于机械和化学性质稳定，褐帘石却是沉积物重矿物组分中极为常见的一种矿物。

辉石类矿物通常在重矿物中很不重要，因为在原生矿物中，它们没有闪石类矿物常见，加之机械性质和化学性质又不特别稳定。斜方辉石产于基性和超基性的侵入岩及相应的喷出岩中，也产于辉石角岩相的接触变质岩和麻粒岩相的区域变质岩中。普通辉石见于正长岩、闪长岩、辉长岩和相应的火山岩中。霓石是富碱火成岩，尤其是霞石正长岩和响岩中的典型矿物。透辉石产于各种侵入岩（辉石花岗岩、正长岩、闪长岩、辉长岩），玄武岩、辉石角岩相和角闪石角岩相的接触变质岩，以及角闪岩相和麻粒岩相的区域变质岩中。锂辉石主要见于花岗岩和花岗伟晶岩，但亦见于结晶片岩。

金红石见于火成岩，常附属于磁铁矿和钛铁矿，极可能是它们的次变产物。亦见于伟晶岩，尤其是结晶片岩，麻粒岩和榴辉岩，以及接触变质岩。在风化过程中极为稳定。

矽线石见于辉石角岩相的接触变质岩以及角闪岩相的区域变质岩，相当于最高的形成温度。

尖晶石矿物是产于低 SiO_2 火成岩、最高温级（透长岩相、钙硅酸盐角岩）接触变质岩和深变质带区域变质岩的高温相。

十字石产于贵榴石-角闪岩相的区域变质岩中，是一种低温相的矿物。

榍石分布于花岗质、闪长质、正长质和霞石正长质的侵入岩及相应的喷出岩中。此外，也产于区域变质岩及接触变质岩中。

黄玉产于气成蚀变的花岗岩及其围岩中。

电气石产于闪长岩、正长岩、花岗岩中，在气成蚀变的花岗岩及其围岩中特别多。在

富 SiO_2 的火山岩中少见。它在接触变质的页岩中分布广泛。也见于区域变质的结晶片岩中。亦可因成岩作用而形成于沉积物中。

符山石见于接触变质的富钙岩石中，特别是见于最高温的辉石角岩相中，偶尔亦见于绿片岩相的变质岩中。

硅灰石主要产于角闪石角岩相和辉石角岩相的接触变质富钙岩石中。亦见于结晶片岩系的灰岩段中。

磷钇矿产于花岗岩、花岗伟晶岩和霞石正长岩，以及类似的片麻岩中。因为它的机械和化学稳定性高，所以在沉积物的重矿物中并不是少见的组分。

锆石广泛分布于花岗岩、正长岩、闪长岩，以及相应的火山岩中。亦常见于变质岩，可能是火成岩和沉积岩的残余矿物。在风化过程中特别稳定。据霍普 (Hoppe, 1962, 1963) 的意见，锆石的形态可以用来判别它的成因：花岗岩中的锆石主要发育的单形为 $\{100\}$ 和 $\{111\}$ ，在某种程度上还有 $\{310\}$ 。石英斑岩中主要是 $\{110\}$ 和 $\{111\}$ 的聚形。圆形锆石也见于火成岩，而且对变质岩来说是典型的。麻粒岩中的锆石都是圆度极高的。

大变化;另一种作用是原生矿物由于化学反应而发生重要变化所导致的碎解作用。在实际的风化过程中,这两种作用都是存在的,不过程度不同罢了。在后面的章节中,我们将讨论风化作用所形成的矿物以及所产生的最重要的土壤类型。图2—1总结了本书在以后讨论时所采用的粒级分类。

2.2 原生岩石及原生矿物碎解成疏松物质

固结岩石在地表出露的地方,致密的块体就要碎解为碎屑,粒度从巨砾到细砾。解离作用的方式和强度取决于气候条件,因此,在风化现象与气候带之间就可以确立一些特征性的关系(威尔海米, Wilhelmy, 1958)。

在热带潮湿地区和较寒冷纬度地区,常常形成极厚的疏松碎屑带。由于不断增加的降水冲刷,这些物质的化学组成与母岩化学成分相比发生了重大的变化。在这种情况下,化学作用在岩石的解离过程中起着重要作用。在终年干旱的沙漠地区以及终年积雪的高纬度地区或高山地区,可以看到完全不同的效果。在那里尽管没有或只有很少量的水,但是暴露的岩石随着时间的推移,终于为一层巨砾、岩块或细砾所覆盖。这种情况下,固结岩石的破碎就只能认为是渗入风化带的降水的溶解作用和分解作用的结果。

因此,致密的岩石碎解为疏松的物质是所有气候带内的一种普遍通风化现象。所有的侵入岩、所有的变质岩以及大多数沉积岩,都在地壳较深部的高温高压条件下获得了它们的致密性和强度。火山岩同样是在高温条件下结晶的。在地球表面,所有固结岩石所处的条件与其原来形成的条件是极不相同的。在这种新的条件下,它们不再稳定而碎解为疏松的物质。问题是什么力量和机制引起了这些变化。

首先,因为岩石从高温和高静水压力的条件下转到地表条件时,要经受机械作用的影响。对侵入岩来说,由于压力减小而产生应力,对火山岩来说则由于冷却的结果而产生应力。这就引起了客观上和微观上的内部破裂。常见的沿地形分布的,特别是在山坡和谷坡上分布的一大片岩块是由于压力解除引起了平行地表破裂的结果。同样,关于巴西的苏格洛夫山和格洛肯堡少见的结晶岩系表部的平行叶理,也认为是压力解除的结果(威尔海米, 1958)。在开凿矿井和隧道时,纹层状岩石由于压力解除而造成坍塌是经常见到的。

由于压力的减小和冷却所引起的宏观节理,也必定产生与其相应的微观节理和裂隙,可以推想,大多数的,也许是所有出露在地表的原岩,即使在外表上看来是坚实的,却在风化作用开始之前就已布满了密集程度不等的网状内部破裂面。

固结物质的每一个破裂面都有相应的比自由表面能(尔格/厘米²),它相当于产生1厘米²表面所需的机械功。在均匀的火山玻璃中,比表面能是均匀的,与方向无关(均质的)。另一方面,对多矿物的岩石来说,每一种矿物的比表面能都不同,取决于每一个矿物颗粒内部的方向。解理面是表面能特别低的面。颗粒界面通常也是表面能较低的面。作为机械应力的结果,表面能低的破裂面总是最先形成的。因此,由于压力解除和风化作用所形成的裂隙,就首先平行于矿物(长石、云母)的解理面或沿颗粒的边界发育。因此,由岩石解离所形成的疏松盖层,主要是由单矿物颗粒组成的。解理完全的长石比无解理的石英产生的颗粒更小,尽管原岩中的长石颗粒常常大于石英颗粒。

造岩矿物比自由表面能的数值没有什么用处。总之,其值介于数百到几千尔格/厘米²

之间。它们比水的表面能（76 尔格/厘米²）高得多。因此，当水分子被吸着在这些造岩矿物的新的碎裂面上时，如同所有的吸附现象一样，比自由表面能即减少。当边界层的表面能与水的表面能相等时便产生一种极限的状态。

水在岩石内部破裂面上的吸附作用能产生机械应力，因此它是风化作用的一个重要因素。在洁净的表面上，被吸附的水层象二度空间的气体一样，以一定的压力向各个方向扩展，称为延展面。吸着水能以这种方式穿过楔形的裂隙，使之更加张开。作为扩张着的破裂面受吸附作用的机械影响的结果，内部破裂面高度发育的固体便遭受显著的变形。木炭物质的这种变形曾被邦哈姆及其同事们（Bangham, 1932, 1934）测量过，多孔玻璃棒的变形则被雅特斯（Yates, 1954）以及阿姆堡（Amberg和麦克英托斯Mcintosh, 1952）测量过。这些物质由于吸收水蒸汽和其它气体而发生的膨胀，如同许多有机或无机胶体（例如粘土）的众所周知的膨胀作用。虽然对岩石尚未作过这类测定，但确实可以推想吸附水汽所产生的类似的机械影响是存在的。

根据把扩展薄膜应用于液面上的简单关系，可以测出延展压力的值（实例见乌尔夫 Wolf, I., 第171页）：

$$\pi = \sigma_0 - \sigma_a \{ \text{达因/厘米} \} \quad (2.1)$$

延展压力 π 等于清洁表面的比自由表面能（ σ_0 ）与相邻吸附层减小了的表面能（ σ_a ）之间的差值。假定吸附层与结晶物质之间边界的比自由表面能可以忽略不计。所谓延展压力，象表面能一样，其大小为功/距离，相当于沿着吸附层和清洁表面之间的界面扩展1厘米所做的功。实际压力（例如，这种压力在裂隙的楔形顶端一定是主要的）由除以吸附层的厚度 δ 取得：

$$P = \frac{\pi}{\delta} \quad (2.2)$$

可以应用于岩石的精确数值，不论是 σ_0 、 σ_a 还是吸附层的厚度，都是不清楚的。然而，估计压力的大致数值范围仍然是有意义的。对硅酸盐和吸附水层来说其可能数值为 $\sigma_0 = 1000$ 尔格/厘米²， $\sigma_a = 200$ 尔格/厘米²。设层厚 $\delta = 10 \text{ \AA}$ ，算得的压力值则为 8000 公斤/厘米²。我们可以大致地推论，这样的压力足以使早先存在的裂隙进一步扩张。

当岩石含有可膨胀的粘土矿物加蒙脱石时，就会受更大的影响。这时，水份不仅吸附在矿物的外表面，而且被吸入晶体内部。结果遭受了相当大的体积效应和膨胀压力。据范奥尔芬（van Olphen, 1963）的资料，被吸附在完全脱了水的蒙脱石表面的第一层水分子，其膨胀压力约为 5400 大气压；第二层为 2500 大气压。

因此，我们可以断定，干燥而多裂隙的岩石，由于吸附水汽的结果会发生相当严重的破碎，在某些情况下会完全崩解。进一步的破坏就需要岩石经受反复的吸附作用和退吸附作用。在早先形成的裂隙内发生的每一个单独的吸附旋迴，只能使裂隙发生有限的扩大，相当于吸附水分子所放出的能量。只有第一批吸附的水分子被多次蒸发（退吸附作用），岩石才能发生进一步的和连续的破坏作用。这样，每一个新的吸附旋迴就能重新起作用，使裂隙进一步扩大。

在温差很大使空气中水蒸汽的饱和度发生变化的干旱地区，这种条件占主要地位。亦即低温和水汽饱和度高时（晚间），水被吸附，发生膨胀。高温和低饱和度时（白天），吸附水可以完全或部分地蒸发掉。

因此，沙漠地区岩石的解离作用，也称为曝晒作用，不仅是太阳辐射引起温度变化的结果，而且也是大气中的水分在矿物表面吸附作用（水化作用）的结果。不同的研究人员，不管是直接观察（实例见威尔海米，1958）还是根据一般的理论分析（见赖奇1950）都得出这种结论。格利格斯（Griggs, 1936）亦得出了相似的结论，他的实验将在以后论述。

如果干旱地区的大气温度上升得很高的话，除了吸附水外，液态水也能引起岩石的解离。这一效应在已出版的著作中很少提到过。由于毛细管凝集作用，液态水可以在低于正常饱和蒸汽压的水汽压力下集中到细小的毛细管中。对于一个直径为 r 的完全湿润的圆柱状毛细管来说，下式表示它与正常饱和蒸汽压的关系

$$\ln \frac{P_o}{P_r} = \frac{2\sigma V}{rRT} \quad (2.3)$$

式中：

σ = 水的比自由表面能

V = 水的分子体积

R = 气体常数

T = 绝对温度

当温度为15℃时，公式如下（ r 以厘米表示）：

$$\lg \frac{P_o}{P_r} = \frac{0.48 \cdot 10^{-7}}{r} \quad (2.4)$$

因此，在不饱和的空气中，水分可以存在于像头发丝一样的细裂隙中。对充水毛细管内的凹月面（接触角 $<90^\circ$ ）来说，压力是负的。在完全浸润（接触角 $=0^\circ$ ）的圆柱状毛细管中，其大小可按式计算：

$$P_c = \frac{2\sigma}{r} \quad (2.5)$$

毛细管的充水作用使岩石紧密结合在一起，从而抵抗了解离作用。另一方面，水对矿物表面的化学反应可以在充水的毛细管内开始，这一点将在下一节中讨论。如果反应产物逐渐被排除到一定程度，那么，在最细的毛发状裂隙中矿物的化学分解就会在饱和的水蒸汽压力下发生。因此，裂隙被扩大和加宽，导致了岩石的破坏，而岩石总的化学成分却无重大的变化。

在干旱地区看到的岩石风化作用，早先都毫无例外地归因于日温变化所引起的岩石应力。对于岩石这样的脆性物质，其抗张强度小于剪切强度或抗压强度。因此，不论温度的变化是否能引起岩石破裂都取决于起主导作用的张应力。周期地受日光照射而加热和由于热散射而冷却的一个稍呈球状的岩体，在冷却时其表面经受最大的张应力，而加热时则中心经受最大的张应力。由于自然界中解离作用主要见于岩石的表面，所以重要的问题是了解在冷却时产生于岩体表面的最大张应力和这种张应力是否超过了岩石的强度。遗憾的是，这个问题的理论研究存在着许多困难，因此一直未被解决。

只有根据均匀物质的模式才有可能进行估算。岩石是矿物颗粒的集合体，它的导热性，热膨胀性、弹性常数以及抗张强度都是变化很大的。它们取决于方向，因此不是一个均一的模式所能代表的。

布莱克韦尔达(Blackwelder, 1933)和格利格斯(1936)曾对岩石经受温度的迅速变化时所展示的性状进行了实验。布莱克韦尔达发现所研究的全部岩石样品经受住200—300℃的突然冷却而无明显的变化。只有当温差超过300°和375℃时的突然冷却才形成裂隙。缓慢冷却时,即便温差达到600℃也不破坏。格利格斯对岩石反复加热和冷却所造成的影响作了试验,发现花岗岩在经过89400次的30—140℃的温度循环之后并不破坏。

另一方面,如果岩石样品每次都喷水冷却,那么只要经过900次温度循环以后,正象在显微照片上所显示那样,岩石表面便变得粗糙,而裂隙则加宽和加深。因此,这些研究并未为沙漠地区单是温度的变化就导致岩石崩解的观点提供依据;反之,只有当有水存在,通过水的溶解作用或者吸附和退吸附作用来降低颗粒之间结合力,岩石才崩解。

在潮湿气候区,固结岩石是在液态水持续存在的情况下解离的。当温度在冰点以上时,水与各种矿物之间的化学反应,提供了足够的能量来促进固结岩石破坏成松散的物质。

由于溶解和分解等化学反应首先是沿着各种矿物颗粒的边界进行的,因此,多矿物岩(例如花岗岩或片麻岩)就比单矿物岩(例如石灰岩、石英岩)或火山玻璃更容易破碎。因此,通过数量不大的化学反应,却可使大块的多矿物岩石彻底解离。

如果温度下降到冰点以下,由于冰比液态水占有更大的体积,包含在岩石孔隙中的水就能产生相当大的压力。这种冰霜风化作用对岩石解离来说,在高纬度或高海拔地区是极为重要的。在温带地区的冬季它也起重要作用,尤其是在坚固的岩石出露地表面又没有风化碎屑保护层的地方。在气候比较寒冷的地区,如果这种保护层比冬季的冰冻线还深的话,固结岩石的崩解在土壤或碎石的覆盖之下,即便没有冰霜风化作用的参与也能进行。

结冰水的胀裂作用只有在某些条件下才能有效。岩石的孔隙必须全部为水充满。此外,孔隙结构及冰冻作用的性质必须保证,在所有的水结冰以前,其入口必须在外面加以封闭。一个完全被水充满的被隔离的孔隙可能达到的最大压力可以从 H_2O 相图融化曲线推断出来。在-5℃时这种压力值稍大于500公斤/厘米², -10℃时约为1100公斤/厘米², -22℃时约为2100公斤/厘米²。这是结冰水所能产生的最高压力。在更高的压力和更低的温度下,我们进入到冰Ⅲ的稳定区,它的比容要比水小。

除了冰的结晶作用外,岩石孔隙中的其它结晶作用,在某些条件下也能松散岩石的结构。根据科伦斯(Correns, 1959)的意见,我们可以分出三种不同的作用;孔隙中结晶溶液的体积效应,生长着的晶体对周围固体的影响,以及盐类水解作用的体积效应。

如果过饱和溶液的体积小于饱和溶液和沉淀晶体体积的总和,则在一定条件下过饱和溶液的结晶作用可以产生膨胀。正象冰冻风化的情况那样,必须假定岩石孔隙的出口立即被首先形成的晶体所堵塞,使溶液不能逸散。过饱和为2倍的明矾溶液在结晶时体积约膨胀0.58%。考虑到水的压缩性,它相当于127个大气压力(科伦斯和斯坦森1939),明矾相似明矾或芒硝的膨胀效应被用于页岩的分离和加工。所有溶于水中体积减小的盐类,都显示与的效应。亦即固体的盐与纯水的总体积大于其饱和溶液的体积,除明矾外, Na_2CO_3 、 $NaCl$ 、 Na_2SO_4 和 $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ 都表现出这种情况。

生长着的晶体能施加压力,因为晶体的溶解度是随着压力而增加的。如果晶体在生长时与其过饱和溶液处于平衡,它就能经受住或产生较高的压力,后者与过饱和度成正比。下面的公式(科伦斯和斯坦森, 1939)揭示了压力 P , 溶液饱和浓度 c_s 和浓度 c (两者均为