

701395

粘土矿物化学

[美] C.E.威维尔 L.D.普拉德 著



地质出版社

112

5321

封面设计：范惠民

统一书号：15038·新949

定 价： 1.60 元

科 目： 54—178

701395

35112

7/5521

粘土矿物化学

[美] C.E. 威维尔 著
L.D. 普拉德

张德玉 译
张天乐 校

地质出版社

内 容 简 介

本书较系统地论述了各种粘土矿物的化学组成、离子代替、各种离子在不同结构位置的分布特征；以及粘土矿物的晶体结构、特征、生成环境与它们的化学组成之间的关系；同时对粘土矿物的低温合成也进行了详细的讨论。本书对目前我国深入地开展粘土及粘土矿物的研究工作有很大的参考价值。

本书可供地质工作者、岩石学家、矿物学家、地球化学工作者以及专门研究粘土、粘土矿物的工作者和有关大专院校师生参考。

Developments in Sedimentology

15

THE CHEMISTRY OF CLAY MINERALS

BY

Charles E. Weaver and Lin D. Pollard

Elsevier Scientific Publishing Company

Amsterdam, London, New York, 1973

粘土矿物化学

C. E. 威维尔
〔美〕 L. D. 普拉德 著

张德玉 译 张天乐 校

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑：王 曙

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：8¹/₄ 字数：198,000

1983年6月北京第一版·1983年6月北京第一次印刷

印数：1—3,456册 定价：1.60元

统一书号：15038·新 949

译 者 的 话

粘土和粘土矿物作为重要的矿产资源，已在陶瓷、冶金、石油、化工以及工程建筑等许多方面广为利用。在地质学、水文地质学、工程地质学、土壤学和现代海洋沉积学等许多理论研究中，粘土和粘土矿物的研究也占有相当重要的地位。

粘土矿物化学是粘土矿物研究中一个极为重要的方面。对粘土矿物化学的研究不仅有助于粘土矿物本身的应用，而且由于粘土矿物对地质环境具有敏感性，也有助于沉积环境、沉积物来源、地层对比、岩相古地理、古气候等方面的研究。多年来，许多学者致力于粘土矿物化学的研究，并取得了许多重要成果。《粘土矿物化学》一书便是这些研究成果的总结。

本书比较系统地叙述了粘土矿物的化学组成、粘土矿物中离子的替换、各种离子在不同结构位置的分布特征、阳离子交换容量、粘土矿物的各种成因以及粘土矿物化学组成与粘土矿物的颜色、形态、结构、成因、阳离子交换容量之间的关系；同时，对低温条件下的粘土矿物合成也作了比较详细的叙述。本书虽然出版于1973年，但就其研究的内容和深度而言，仍然能代表目前粘土矿物化学研究的水平。所以，对我国粘土矿物的研究具有很大参考价值。

但是，由于本书着重研究的是粘土矿物在化学方面的各种特征，因而对粘土矿物的结构叙述得比较简单，有个别地方也不甚严谨。此外有些地方叙述得不大易懂，对此基本上按照原文译出，也有的地方做了适当处理。

为了准确无误起见，书中的人名及州以下的地名均用原文。一些译名不统一的词，在其译文后面均注有原文，可供读者参考。

在本书翻译过程中，曾得到地质出版社及朱而勤、何良彪等同志的热情支持和帮助，在此一并表示深切的感谢。

译 者

1979.12 于青岛

作者序

1962年，美国地质调查局的Earl Ingerson博士要求作者写一篇有关粘土矿物化学方面的评论性文章，放在新版的《地球化学资料》一书中。由于当时在粘土矿物方面还没有一本现成的详细的书，所以我决定试编著这样一本急需的较为全面的书。在1968年，我将草稿呈送给Michael Fleischer博士（《地球化学资料》新的编辑）。

Fleischer博士认为这篇文章的内容太广，同意将其作为专著发表，并且建议我设法通过商业出版社出版。1970年，Lin Pollard博士欣然同意帮助我对初稿进行修改，并最终定稿。此项工作于1971年底完成。

这本书并不象我原来所希望的那样全面。这部分地是因为最初的要求只是写一篇精炼的评论文章，而且并不打算偏离化学太远。我认为此书可以达到目的，并且将为今后在这方面的研究工作打下良好的基础。

在本书的编写过程中，大陆石油公司的Wes Rice曾协助编制计算机程序，Horace Bledsoe, Jr. 协助制图；Dianne Clark协助打字，对于他们的帮助我表示感谢。对于John Hathaway、Earl Ingerson和Mike Fleischer的大力协助也深表谢意。此外，许多人自愿提供原始资料，这在正文中都已注明，以致谢意。

Janice, Alaine, Patrice和Allison 慨允使用资料，作者谨以此向他们致意。

C. E. 威维尔

目 录

第一章	引言	1
第二章	伊利石	4
	伊利石的成因	13
	绢云母	15
第三章	海绿石	17
	组成	17
	时代	27
	成因	30
	陆相海绿石	30
第四章	绿鳞石	32
第五章	蒙脱石族矿物	38
	二八面体型蒙脱石族矿物	38
	蒙脱石	38
	绿脱石	52
	三八面体型蒙脱石族矿物	54
第六章	绿泥石	60
	粗粒绿泥石	60
	三八面体粘土绿泥石	63
	二八面体粘土绿泥石	65
第七章	蛭石	69
	粗粒蛭石	69
	粘土蛭石	71
第八章	混层粘土矿物	75
	混层伊利石—蒙脱石	75
	混层绿泥石—蒙脱石	80
	其他混层粘土矿物	82
第九章	绿坡缕石和坡缕石	83
第十章	海泡石	89
第十一章	高岭石	92
第十二章	地开石和珍珠陶土	102
第十三章	埃洛石	104
第十四章	水铝英石	109
第十五章	三八面体的 1:1 型粘土矿物	112
第十六章	粘土矿物的低温合成	118

第十七章 化学组成与结构的关系.....	121
三八面体层.....	121
二八面体层与三八面体层.....	123
八面体—四面体之间的关系.....	125
链状结构.....	131
参考资料.....	
索 引.....	

第一章 引言

粘土矿物在各种类型的沉积物和沉积岩中普遍存在，并且是热液矿床常见的组份。粘土矿物也是沉积岩中为数最多的矿物，估计占这类岩石中矿物的40%。地壳中一半或一半以上的粘土矿物是伊利石，其次，按照含量相对多少的顺序为：蒙脱石、混层伊利石—蒙脱石、绿泥石、混层绿泥石—蒙脱石、高岭石、七埃绿泥石、绿坡缕石以及海泡石。粘土矿物都是细粒状的，是由按四面体配位的阳离子（Si、Al、 Fe^{3+} ）和按八面体配位的阳离子（Al、 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 、Mg）组合成层或者链而构成。所有粘土矿物都含水。

层状硅酸盐的基本结构单位是硅氧层和水镁石层或三水铝石层。硅氧层由在同一平面内的三个角顶处连接成六方网格的 SiO_4^{2-} 四面体组成，这些四面体的角顶均指向同一个方向。这种单位称为硅氧四面体层。水镁石层或三水铝石层是由两个OH⁻离子面中间夹有一个镁离子面或铝离子面组成，其中镁离子或铝离子成八面体配位。这种单位称为八面体层。上述两种层组合在一起，使硅氧四面体各角顶上的氧伸入到八面体层的OH⁻面内，并置换 $2/3$ 的OH⁻离子。层的这种组合，便形成一个结构单位层。

层状硅酸盐的详细分类以四面体层和八面体层的组合类型为基础。更进一步划分则是根据以下三个方面：

(1) 八面体层或是象三水铝石每半个单位晶胞中含有二个阳离子（二八面体型）或是象水镁石每半个单位晶胞中含有三个阳离子（三八面体型）。

(2) 各四面体—八面体结构单位层彼此间的叠置方式。

(3) 阳离子类质同象置换的数量和类型。

1:1型粘土矿物是由一个四面体层和一个八面体层所组成。这两个层的厚度大约为7 Å。我们把这种二层型的矿物划分成高岭石族（二八面体）和蛇纹石族（三八面体）。高岭石族矿物全都是纯的含水铝硅酸盐。其不同的种属在7 Å基本结构单位层的叠置方式上有显著的差别（Brindley, 1961b）。

三八面体的二层型矿物称为蛇纹石族矿物。该亚族所包括的蛇纹石矿物（纤蛇纹石和叶蛇纹石最常见）是由一个四面体层和一个含有镁及只有少量铝的八面体层组成。该亚族的其他矿物成分变化范围很大。铝、铁、锰、镍和铬可以代替八面体层中的镁；铝、三价铁和锆可以代替四面体层中的硅（Roy和Roy, 1954）。正常沉积物中的蛇纹石经常发生与高岭石和（或者）绿泥石混合，所以很难识别。

三层型或者2:1型的层状硅酸盐是由两个硅氧四面体层中间夹有一个八面体层组成。这三层形成一个约10 Å厚的层。四面体角顶上的氧均指向中间的八面体层，并置换 $2/3$ 按八面体配位的OH⁻离子。2:1型粘土矿物包括粘土矿物中为数最多的云母族和蒙脱石族矿物。该类型的纯端员矿物有：滑石——一种含水的硅酸镁；叶腊石——一种含水的硅酸铝；铁滑石——一种含水的硅酸铁。

云母的2:1型结构单位层与滑石的相似，不过，在这种2:1型的结构单位层之间，有一个大阳离子面。这些阳离子称为层间阳离子（interlayer cation）。最常见的层间阳离

子是钾，但也有钠和钙。这些层间阳离子填充到四面体氧离子所形成的六方网格内，并使相邻的2:1型结构单位层连接在一起。它们将平衡由于在四面体层和（或者）八面体层中以电荷较低的阳离子代替某些电荷较高的阳离子所产生的电荷。2:1型基本结构单位层以各种叠置层序（多型，polytype）叠置在一起：有2*M*型（两层单斜晶系的）、1*M*型（一层单斜晶系的）、1*Md*型（无序叠置的一层单斜晶系的）以及3*T*型（三层三方晶系的）。前三种多型最常见。白云母一般为2*M*型的，金云母为1*M*型的，混层粘土则系1*Md*型的。

云母族是根据其种类是二八面体（白云母型）还是三八面体（黑云母型）来详细划分的。这一族的特征可以进一步用四面体位置中硅离子的数目表示：有四硅的、三硅的、二硅的和单硅的。铝和一般很少的三价铁可以代替硅。根据八面体层中出现的阳离子大的变化范围和组合类型，可以对云母族进一步分类。铝（白云母）和镁（金云母）是八面体层中单独出现的唯一的两种离子。大多数云母的八面体层中有两种或两种以上的阳离子。铝、镁、铁在八面体层中以各种组合出现，Mn、V、Cr、Li、Ti和各种其他阳离子都以不同的数量出现。不论是在八面体层（如Mg²⁺置换Al³⁺）还是在四面体层（如Al³⁺置换Si⁴⁺），一个电荷较低的阳离子置换一个电荷较高的阳离子，都将给2:1型层一个为层间阳离子所满足的净负电荷。现有一个很长的云母名称表，这是根据对粗粒矿物的研究而确立的（Foster, 1956; Warshaw和Roy, 1961）。其中大多数矿物可能存在于泥质沉积物中，对它们的识别是极其困难的。

细粒云母类属于伊利石族。二八面体伊利石大大地超过了三八面体伊利石。最常见的伊利石矿物均系二八面体的。这种伊利石和白云母一样，四面体层中大约有一半的硅为铝所置换，大约3/4的八面体阳离子是铝，也有少量的三价铁，大约1/8的阳离子是二价的（镁和二价铁）。这与白云母的电荷值1〔每个O₁₀(OH)₂〕相比，所给出的总负电荷大约为0.75。

二八面体的铁伊利石为海绿石和绿磷石矿物。海绿石也用作岩石的名称，表示任何细粒的、绿色的层状矿物集合体。铁伊利石层与铝伊利石层相似，通常与类蒙脱石层成间层（interlayered）产出。海绿石中有1/2以上的八面体位置被铁离子（大都是三价铁离子）填充。其四面体层中铝的含量通常比铝伊利石的低，而八面体层中镁的含量则比铝伊利石的高。绿磷石八面体的镁比海绿石的多，而四面体的铝则比海绿石的少。三八面体伊利石很少以纯矿物富集，但在苏格兰的土壤中有过报导（Walker, 1950）。由于层间阳离子比较容易从黑云母中淋滤出去，所以这类粘土粒级的矿物经常是混层黑云母—蛭石（膨胀的黑云母）。

膨胀和可膨胀的2:1型粘土矿物化学组成和层电荷都有很大变化。这类矿物的特征是在硅氧层之间含有松弛连结的阳离子和水层或极性有机分子层，层间厚度是可逆变化的。层间水能在120℃—200℃的温度失去。钠、钙、氢、镁、铁和铝是这类矿物中最常见的自然存在的层间阳离子。

二八面体亚族最为丰富。膨胀粘土的层电荷在每个O₁₀(OH)₂结构单位中为0.3—0.8。其中带低电荷（0.3—0.6）的膨胀矿物称为蒙脱石、似蒙脱石和蒙脱石族矿物。关于膨胀粘土族的详细划分仍然是一个问题。

对于电荷较低（0.3—0.6）、而且大部分电荷产生于八面体层的二八面体矿物，称之为二八面体蒙脱石族矿物或者二八面体蒙脱石。四面体电荷量较高（0.4）的膨胀二八面

体蒙脱石族矿物称为拜来石。这类粘土的总电荷通常为 0.7 或者还高。已知从伊利石或者白云母中淋滤出钾而得到的一些同类矿物称为二八面体蛭石。在蒙脱石和拜来石之间,就成分和电荷而言,显然有一个完整的渐变系列。其中富含三价铁的变种称为绿脱石^①。

虽然沉积物中三八面体膨胀粘土很少,可是它们却有一个很宽的系列。在低电荷范围内 (0.3—0.5), 最常见的三八面体膨胀粘土矿物有: 八面体层中含有镁和锂的锂蒙脱石^②, 以及八面体层中含有大量镁, 而四面体层中有若干铝代替的皂石。

层电荷为 0.6—0.8 的三八面体膨胀 2:1 型矿物称为蛭石。这类矿物的颗粒通常比大多数膨胀粘土的颗粒粗, 而其晶体结构 (Crystal Organization) 则比大多数膨胀粘土的好。至于判断某种粘土是否应该称为蛭石, 常以它吸附两层乙二醇和膨胀到 17 Å 的能力为依据。Walker (1958) 曾经指出, 电荷大于 0.6、并以镁为主的膨胀粘土, 将只吸附一层甘油并膨胀到 14.3 Å (蛭石); 电荷比较小的那些粘土, 将吸附两层甘油而得到 17 Å 的厚度 (三八面体蒙脱石族矿物)。关于膨胀粘土和伊利石的现有分类并不令人满意。

所有非膨胀的 2:1 型和 2:1:1 型层状硅酸盐, 都能使其层间阳离子除去, 然后, 水和有机分子渗透到这些层之间, 形成膨胀的层状矿物。

绿泥石可以作为一种粘土粒级的矿物产出。大多数绿泥石由 2:1 型的滑石层加上水镁石层组成。这样便形成一个 14 Å 厚的结构单位层。虽然已发现有少数的二八面体绿泥石, 但大多数是三八面体的。有些绿泥石既有二八面体层又有三八面体层。由于置换作用在 2:1 型的层中或水镁石层中都可发生, 所以绿泥石的成分变化很大。对于颗粒较粗的绿泥石已经进行过分析和分类 (Hey, 1954), 可是, 对于沉积绿泥石的成分了解得很少。

有大量的粘土并不是纯矿物类型, 而是由化学成分不同的间层单位所组成 (详细地说, 这可以包括几乎所有 2:1 型的层状矿物)。这类粘土称为混层粘土。两种或者可能三种不同的单位层可以有序地相间叠置成 *ABABAB*, 而更为普遍的则是无序地相间叠置成 *AABA BBABA*。最常见的呈有序间层的粘土矿物—柯绿泥石 (Lippman, 1954), 就是由绿泥石和蛭石, 或者绿泥石和蒙脱石的一些间层组成。

混层伊利石—蒙脱石是最为丰富的一种混层粘土 (接近 90%)。这两种层以 9:1 到 1:9 的各种比例出现。其中比例为 9:1 或者 8:2 的许多矿物都被称为伊利石或者海绿石 (根据 Hower, 1961, 所有海绿石中都有—些蒙脱石间层), 而比例为 1:9 或 2:8 的矿物通常被称为蒙脱石。这种作法并不理想, 而且一定会使人产生误解。其他无序混层粘土有: 绿泥石—蒙脱石、黑云母—蛭石、绿泥石—蛭石、伊利石—绿泥石—蒙脱石、滑石—皂石、蛇纹石—绿泥石。一般说来, 其中的一种结构单位层是膨胀型的, 而另外一种则是非膨胀型的。

绿坡缕石和海泡石是具有链状结构的粘土矿物。前者有五个八面体位置, 而后者则有八个或者九个八面体位置。这两种矿物几乎都没有四面体的置换。海泡石的八面体位置大部分被 Mg 所填充, 绿坡缕石的八面体位置被大约一半的 Mg 和一半的 Al 所填充。

① 绿脱石, Nontronite, 也称作囊脱石——校者。

② 锂蒙脱石, Hectorite, 也称作汉克托石——校者。

第二章 伊 利 石

纯的单矿物的粘土矿物样品很难找到。即使在沉积岩层中只含有一种粘土类型的情况下，由于非粘土矿物的存在也使得提纯难以进行。实际上，沉积矿床中粘土矿物的化学组成在几英尺甚至几英寸的范围内是否一致，迄今仍未确定，特别是在2:1型和2:2型（绿泥石）的粘土族内是如此。大多数粘土矿物，从一个单位晶胞到邻近晶胞的化学组成可能有相当大的变化。现已证实，许多粘土中维持层间阳离子的力逐层变化很大。其他粘土例如高岭土，类质同象代替在十个、甚至一百个单位晶胞中，可能只在一个单位晶胞中发生。因此，粘土矿物的任何化学分析仅是一种平均值，而且到能在单位晶胞的范围进行分析以前，几乎不可能测定出化学组成的变化范围和标准离差。鉴于大多数粘土矿床的成因特点，可以预料，沉积粘土矿物的化学组成在比较短的距离内就会有相当大的变化。

表1所包括的是“提纯的”Fithian伊利石（典型的伊利石—Grim等，1937）的七个化学分析。由于对这些分析不可能进行任何控制，所以差别很大。这种差别是任一分析所包括的：操作者、仪器、方法、处理以及取样所固有的全部误差的总和。它对样品本身的实际差异也有所扩大。遗憾的是，对于大多数粘土矿物的化学分析都可以这么说。这一文

表 1 Fithian 伊利石的化学分析和统计数据

	1	2	3	4	5	6	7	平均值	标准 离差 ^①	相对 离差 ^②	变化范围	最大 差值	最大相 对离差 ^③
SiO ₂	51.22	56.91	48.10	45.7	51.4	56.1	52.75	51.74	4.01	7.75	56.91—45.7	11.21	21.6
Al ₂ O ₃	25.91	18.50	24.61	30.8	24.2	19.0	24.83	23.98	4.20	17.51	30.80—18.50	12.30	51.2
Fe ₂ O ₃	4.59	4.99	4.60	7.2	6.7	5.5	4.12	4.57*	0.35	7.66	4.99—4.12	0.87	19.0
FeO	1.70	0.26	2.15	—	—	—	0.26	1.09*	0.78	71.56	2.15—0.26	1.89	173.4
MgO	2.84	2.07	2.40	1.3	1.4	1.6	2.29	1.99	0.48	24.12	2.84—1.3	1.54	77.4
CaO	0.16	1.59	0.20	0.6	1.8	2.1	0.32	0.97	0.83	85.57	2.10—0.16	1.94	200.0
Na ₂ O	0.17	0.43	0.34	0.3	0.4	0.56	0.35	0.36	0.13	36.11	0.56—0.17	0.39	108.3
K ₂ O	6.09	5.10	6.13	6.0	5.5	4.6	5.71	5.59	0.57	10.20	6.13—4.6	1.23	22.0
TiO ₂	0.53	0.81	0.50	—	—	0.93	0.62	0.68	0.41	60.29	0.93—0.53	0.40	60.3
H ₂ O ⁺	7.14	5.98	6.62	8.1	7.9	7.3	7.94	6.92*	0.83	11.99	7.94—5.98	1.96	28.3
H ₂ O ⁻	1.45	2.86	4.42	—	—	—	0.85	2.40*	1.53	63.75	4.42—0.85	3.57	148.8
总计	100.70	99.50	100.07	100.0	99.3	97.69	100.04	99.76					

1. Grim 等 (1937).

2. Kerr 等 (1950).

3. Brindley 和 Udagawa (1960).

4. Alfred 大学, Taro Takahashi 教授 (Wards 自然科学研究院的样品).

5. Alfred 大学, Taro Takahashi 教授 (美国石油研究所, 粘土参考文献第三十五期).

6. Brannock (1960).

7. Whitehouse 和 McCarter (1958).

① 标准离差 = $\sqrt{\sum d^2 / (n-1)}$;

② 相对离差 = (100 × 标准离差) / 平均值;

③ 最大相对离差 = (100 × 最大差值) / 平均值;

* 只是四个样品分析的平均值。

献中只有很少的双样分析 (duplicate analyses), 并且测定付样 (Sub-Sample) 差别的工作也做得很少。

表 2 列入的是 29 个伊利石的化学分析。统计数据 (表 3) 仅是利用前 24 个伊利石的分析计算出来的, 其余五个伊利石的分析是计算完成后加上的。Fithian 伊利石的分析中 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 CaO 、 TiO_2 和 H_2O 的标准离差比这 24 个伊利石的大, 而其余的数值则是这 24 个伊利石的大。由于该表包括那些多半是作为杂质存在的氧化物, 因此, 预料付样的差别将是比较大的。除 Fe_2O_3 以外, 其他一些元素作为杂质存在的可能性很小, 所以大的标准离差说明, 这些元素在确定伊利石族内部的差别时十分有用。

表 2 若干伊利石的化学分析

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	51.22	50.72	49.21	49.21	51.64	49.67	51.50	50.55	49.10	50.10	51.26	47.55	47.76	48.25
Al_2O_3	25.91	25.84	28.91	28.88	25.29	27.31	21.40	26.14	25.00	25.80	30.15	32.45	26.13	24.69
Fe_2O_3	4.59	4.57	2.31	2.34	4.32	2.96	1.60	0.67	7.50	2.97	2.36	0.76	5.66	7.20
FeO	1.70	1.21	0.02	0.01	0.72	0.00	0.00	0.65	0.00	0.00	0.59	1.85	0.00	1.59
MgO	2.84	2.65	3.33	3.32	2.90	1.09	3.50	4.25	2.10	2.95	1.37	1.70	3.56	3.05
CaO	0.16	0.15	0.24	0.24	0.11	0.29	1.20	0.60	1.10	0.39	0.00	0.06	0.00	0.00
Na_2O	0.17	0.17	0.16	0.15	0.19	0.10	0.20	0.19	0.20	0.18	0.13	1.05	0.53	0.15
K_2O	6.09	6.14	7.21	7.20	6.31	7.26	11.00	10.29	7.30	7.99	7.77	6.22	6.81	5.95
TiO_2	0.53	0.45	0.51	0.50	0.44	0.23	0.22	0.42	0.90	0.94	0.15	0.64	0.00	0.00
H_2O^+	7.14	8.28	8.02	8.07	7.70	9.00	7.44	4.59	4.90	5.33	6.28	7.73	8.92	7.45
H_2O^-	1.45	0.21	1.22	1.16	0.30	1.50	1.83	0.99	1.10	1.93	0.00	0.00	0.63	1.67
总计	101.80	100.39	101.14	101.08	99.92	99.41	99.89	99.34	99.20	98.58	100.06	100.01	100.00	99.00

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	49.85	44.01	52.23	47.21	50.10	49.85	53.40	48.39	51.65	50.30	52.87	54.09	47.94	54.65	53.3
Al_2O_3	24.16	26.81	25.85	21.47	25.12	23.68	22.20	34.64	21.67	32.80	24.90	26.30	33.08	32.65	26.0
Fe_2O_3	2.96	11.99	4.04	10.73	5.12	6.60	4.70	1.15	6.20	0.00	0.78	1.50	2.23		2.5
FeO	0.80	0.00	0.00	0.00	1.52	1.87	0.62	0.27	1.24	0.00	1.19	1.49			
MgO	3.27	2.43	2.69	3.62	3.93	1.86	2.80	0.44	4.48	1.95	3.60	2.00			
CaO	0.65	0.11	0.60	0.21	0.35	0.12	0.32	0.26	0.00	0.55	0.69	0.49	1.49	0.99	4.4
Na_2O	0.21	0.07	0.33	0.00	0.05	0.34	0.25	0.22	0.31	0.52	0.22	0.22	0.34		0.2
K_2O	6.31	4.78	6.56	6.17	6.93	6.64	6.90	7.82	6.08	6.72	7.98	6.87	9.48	0.09	0.3
TiO_2	0.62	0.64	0.37	0.00	0.50	1.40	0.70	0.11	0.00	0.00	1.02	0.68	0.32		0.01
H_2O^+	6.22	8.08	7.88	6.17	7.18	6.80	8.20	6.07	6.44	6.98	6.73	6.89			
H_2O^-	4.75	2.33	1.13	3.80	1.90	0.00	0.00	0.44	3.60	3.60	2.56	1.32		2.57	5.7
总计	98.80	101.25	101.68	99.38	102.70	99.16	100.09	99.81	101.67	103.42	102.54	101.85	94.88	99.99	100.71

1. Grim 等 (1937); 美国伊利诺斯州 Fithian 附近, 宾夕法尼亚系底粘土中的伊利石。分析者: O. W. Rees
2. Whitehouse 和 McCarter (1958); 美国路易斯安那州 Point Chevrecil 土壤中的伊利石
3. Whitehouse 和 McCarter (1958); 美国路易斯安那州 Atchafalaya 湾, 近代海底泥中的伊利石
4. Whitehouse 和 McCarter (1958); 美国路易斯安那州密西西比河三角洲地区, 近代海底泥中的伊利石
5. Whitehouse 和 McCarter (1958); 墨西哥湾近代海底泥中的伊利石
6. Weaver (1953); 美国宾夕法尼亚州立大学 (State College), 由奥陶纪硬砂岩中长石风化而成的伊利石。分析者: G. kunze
7. Weaver (未发表); 美国得克萨斯州中部, 寒武纪海相页岩中的伊利石
8. Weaver (未发表); 美国蒙大拿州冰川国立公园 (Glacier National Park) Belt 石灰岩区前寒武纪页岩中的伊利石。分析者: E. G. Oslund

9. Weaver (未发表); 美国蒙大拿州, 志留纪石灰岩中红色页岩中的伊利石
10. Weaver(未发表); 美国宾夕法尼亚州中部, 泥盆纪 Bloomsburg 红层中的伊利石。分析者: E. G. Oslund
11. Mackenzie 等 (1949); 苏格兰阿伯丁郡 (Aberdeenshire), 分解花岗岩中的伊利石。分析者: R. C. Mackenzie
12. Nagelschmidt 和 Hicks (1943); 南威尔士煤层页岩中的伊利石。分析者: W. N. Adams
13. Bates (1947); 美国宾夕法尼亚州东北部, 古生代板岩中的伊利石。分析者: R. J. Grace
14. 同上
15. Mackenzie (1957b); 苏格兰罗克斯巴勒郡 (Roxburgshire), 上部老红砂岩中的伊利石。分析者: J. B. Craig
16. Grim 等 (1937); 美国伊利诺斯州 Petersburg 附近, 宾夕法尼亚系页岩中的伊利石。分析者: O. W. Rees
17. Grim 等 (1937); 美国伊利诺斯州 Thebes 附近, 白垩纪页岩中的伊利石。分析者: O. W. Rees
18. Grim 等 (1937); 美国伊利诺斯州 Ford Col, 略受风化冰碛物中的伊利石, 分析者: O. W. Rees
19. Grim 等 (1937); 美国伊利诺斯州 Gilead, 奥陶纪 Mawuokita 页岩中的伊利石。分析者: O. W. Rees
20. Mankin 和 Dodd (1963); 美国俄克拉何马州 Beavers Bend 州立公园, 志留纪 Blaylock 页岩 (页岩和细砂岩的蚀变薄层) 中的伊利石。分析者: J. A. Schleicher
21. 美国地质调查局; 美国 Chinle 建造中的伊利石。分析者: W. W. Brannock
22. Brammall 等 (1937); 威尔士 Ogofau, 断层剪切面上薄层中的伊利石。分析者: H. Bennett
23. Maegdefrau 和 Hofmann (1937); 德国 Goeschwitz, 泥灰岩中的伊利石。其中可能含有蒙脱石间层
24. Maegdefrau 和 Hofmann (1937); 匈牙利 Saraspatak, 高岭土矿床中的伊利石
25. Gaudette (1965); 美国威斯康辛州 Marblehead, 志留纪白云岩中薄层状矿袋 (Pockets) 内的伊利石。分析者: J. Witters
26. Gaudette 等 (1966); 美国伊利诺斯州 Geneseo 附近, 奥陶纪石灰岩中矿袋内的伊利石。分析者: J. Witters
27. Triplehorn (1967); 阿尔及利亚, 寒武—奥陶纪砂岩中沉积后形成的伊利石
28. Tien (1969); 美国克罗拉多州 Silverton, 热液铅—锌矿中的伊利石
29. Levinson (1955); 英格兰 St. Austll 热液高岭土矿床中的伊利石

表 3 24个伊利石化学组成的统计数据

各种成分		平均值	标准误差	标准离差	标准误差	偏态值	峰态值
编号	名称						
1	SiO ₂	49.780	0.403	1.974	0.406	-0.911	2.057*
2	Al ₂ O ₃	26.346	0.717	3.512	0.548	0.773	0.340
3	Fe ₂ O ₃	4.304	0.616	3.016	0.521	0.942*	0.859
4	FeO	0.611	0.142	0.694	0.068	0.686	-1.079
5	MgO	2.753	0.203	0.995	0.144	-0.485	0.012
6	CaO	0.321	0.066	0.323	0.066	1.484**	2.002*
7	Na ₂ O	0.245	0.043	0.213	0.071	2.623**	8.699**
8	K ₂ O	7.019	0.271	1.326	0.327	1.693**	3.820**
9	TiO ₂	0.424	0.073	0.355	0.062	0.791	0.944
10	H ₂ O ⁺	7.120	0.241	1.181	0.157	-0.514	-0.297
11	H ₂ O ⁻	1.481	0.271	1.328	0.209	0.983*	0.370

标准误差 - 偏态值 = 0.472; 标准误差 - 峰态值 = 0.918

* 在0.05的水平是显著的; ** 在0.01的水平是显著的

这些样品的时代可以从近代一直到前寒武纪。而且,样品的类型既有纯1M型(No.27)、2M型(No.6)的,又有这两种多型与不同数量的1Md型的混合型,而Balleter伊利石(No.11)则具有3T型结构。它们是从土壤、海底泥、石灰岩、砂岩及页岩中采集来的,但因为分析的数量很少,地质学和矿物学的资料也有限,加之沉积物中的大部分伊利石至少是第二旋迴的,所以其化学组成与任何一种这样的因素之间很难看出有什么关系。但有一种明显的趋势:“海相”伊利石中MgO的含量比在陆相条件下形成的伊利石要高(表4)。而“海相”伊利石中MgO的含量又与蒙脱石的相近,因而,MgO的含量可以指示这些伊利石可能是

表 4 不同环境中形成的伊利石中MgO的百分含量

样品号	环 境	MgO (%)	样品号	环 境	MgO (%)
6	风化长石	1.09	2	Atchafalaya 湾海底泥	3.33
11	风化花岗岩	1.37	3	密西西比河三角洲海底泥	3.32
22	断层剪切面上的薄层	0.44	4	墨西哥湾海底泥	2.90
27	砂岩中长石沉积后的蚀变	1.49	13	由海相页岩而成的板岩	3.56
			14	由海相页岩而成的板岩	3.05
			23	来自泥灰岩的粘土	4.48

表 5 伊利石的结构式

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
八面体															
Al	1.51	1.53	1.65	1.65	1.53	1.71	1.39	1.51	1.40	1.56	1.75	1.81	1.46	1.38	1.52
Fe ²⁺	0.23	0.23	0.12	0.12	0.22	0.16	0.09	0.03	0.39	0.15	0.12	0.04	0.30	0.38	0.16
Fe ³⁺	0.10	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.09	0.05
Mg	0.29	0.27	0.34	0.34	0.29	0.11	0.37	0.43	0.22	0.30	0.14	0.17	0.37	0.32	0.34
	2.13	2.10	2.11	2.11	2.08	1.98	1.85	2.00	2.01	2.01	2.04	2.12	2.13	2.17	2.07
四面体															
Al	0.55	0.54	0.66	0.66	0.50	0.53	0.38	0.57	0.62	0.54	0.60	0.78	0.68	0.64	0.49
Si	3.45	3.46	3.34	3.34	3.50	3.47	3.62	3.43	3.38	3.46	3.40	3.22	3.32	3.36	3.51
层 间															
Ca	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.18	0.09	0.16	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.14	0.07	0.02	0.03
K	0.52	0.53	0.62	0.62	0.55	0.65	0.98	0.89	0.64	0.71	0.66	0.54	0.60	0.53	0.57
层电荷															
八面体层	0.00	0.04	0.01	0.01	0.09	0.17	0.82	0.46	0.19	0.27	0.05	0.09(+)	0.02(+)	0.10(+)	0.18
四面体层	0.55	0.54	0.66	0.66	0.50	0.53	0.38	0.57	0.62	0.54	0.60	0.78	0.68	0.64	0.49
总层电荷	0.55	0.58	0.67	0.67	0.59	0.70	1.20	1.03	0.81	0.81	0.65	0.69	0.66	0.54	0.67
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
八面体															
Al	1.34	1.55	1.19	1.40	1.41	1.43	1.92	1.29	1.86	1.51	1.61	1.76	1.87	1.50	
Fe ²⁺	0.64	0.20	0.58	0.26	0.35	0.26	0.06	0.32	0.00	0.04	0.08	0.11	0.00	0.12	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.09	0.11	0.04	0.02	0.07	0.00	0.07	0.11	0.00			
Mg	0.26	0.27	0.39	0.40	0.19	0.30	0.04	0.46	0.19	0.36	0.20	0.15	0.10	0.43	
	2.24	2.02	2.16	2.15	2.06	2.03	2.04	2.14	2.05	1.98	2.00	2.02	1.97	2.05	
四面体															
Al	0.89	0.49	0.62	0.60	0.53	0.46	0.74	0.46	0.69	0.46	0.43	0.82	0.55	0.51	
Si	3.11	3.51	3.38	3.40	3.47	3.54	3.21	3.54	3.31	3.54	3.57	3.18	3.45	3.49	
层 间															
Ca	0.02	0.09	0.03	0.05	0.02	0.01	0.04	0.00	0.08	0.10	0.07	0.05		0.03	
Na	0.01	0.04	0.00	0.01	0.05	0.04	0.03	0.04	0.07	0.03	0.03		0.02	0.04	
K	0.43	0.56	0.53	0.60	0.59	0.68	0.66	0.53	0.57	0.70	0.58	0.80	0.72	0.69	
层电荷															
八面体层	0.46(+)	0.21	0.09(+)	0.04	0.12	0.25	0.06(+)	0.11	0.04	0.49	0.31	0.09	0.19	0.28	
四面体层	0.89	0.49	0.62	0.60	0.53	0.64	0.74	0.46	0.69	0.46	0.43	0.82	0.55	0.51	
总层电荷	0.43	0.70	0.53	0.64	0.65	0.89	0.68	0.57	0.73	0.95	0.74	0.91	0.74	0.79	

数码代号注明见表 2

在埋藏期间由蒙脱石形成的。不出所料，MgO含量低的伊利石主要是由长石蚀变而成的。因此可以用Mg来提供关于伊利石成因的资料。所有MgO低的伊利石都有大于1.70的八面体位置被Al填充（表5）。这属于低铝白云母的范畴。

各结构式是采用Ross和Hendricks(1945)的方法计算出来的。表5给出29个伊利石的结构式，表6包括的是前24个伊利石的平均值和其他统计参数，根据7个Fithian伊利石分析的平均值建立的结构式也包括在内。表7列入的是Fithian伊利石和其他29个伊利石的数值变化范围。就大多数结构位置而言，29个伊利石结构位置的间距（the Spread）比7个Fithian伊利石的大，可是就四面体Al（可能是最重要的因子）的数值变化范围来说，7个Fithian伊利石的却比29个伊利石的大。

表6 24个伊利石结构式的统计数据

各种组成		平均值	标准误差	标准离差	标准误差	偏态值	峰态值	7个Fithian 伊利石分析的 平均值
编号	名称							
1	八面体Al	1.531	0.037	0.182	0.025	0.474	-0.152	1.50
2	Fe ³⁺	0.225	0.033	0.161	0.029	1.022*	1.049	0.24
3	Fe ²⁺	0.035	0.008	0.040	0.004	0.686	-1.088	0.06
4	Mg	0.283	0.021	0.104	0.015	-0.527	-0.042	0.20
5	四面体Al	0.600	0.023	0.111	0.019	0.568	0.939	0.44
6	Si	3.405	0.024	0.118	0.019	-0.669	0.598	3.56
7	层间Ca	0.046	0.010	0.049	0.010	1.527**	1.967*	0.14
8	Na	0.032	0.006	0.029	0.009	2.578**	8.308**	0.05
9	K	0.615	0.024	0.118	0.029	1.751**	3.972**	0.49

标准误差 - 偏态值 = 0.472; 标准误差 - 峰态值 = 0.918

* 在0.05的水平是显著的; ** 在0.01的水平是显著的

伊利石中按八面体配位的阳离子的平均数 (Σ) 为2.07, 数值变化范围在1.85—2.24。这与理论数值2.00相差较大, 这是因为晶层中有外来的铁、铝、镁离子存在。有些则存在于绿泥石层间。

对29个伊利石样品计算出来的层电荷平均值为每个O₁₀(OH)₂单位中0.72, 数值变化范围在0.43—1.20之间。这两个极限值同许多其他数值一样可能是不准确的。除21号样品以外的所有样品中, 对计算出来的层电荷数和外来的阳离子总数都十分仔细地进行了校正, 但这并不意味着这两种数值中哪一种准确。每半个单位晶胞中超过2.00的许多八面体阳离子, 很可能在层间位置出现。如果这些层间阳离子分配给八面体层, 并且超过每半个单位晶胞所需要的2.00个阳离子, 则电荷平衡不会受到破坏。

如果将八面体层中超过2.00的二价阳离子供给层间位置, 那么总的层电荷数就会随层间阳离子总数的增加而增加(表8)。表8中的数值都非常接近, 总的层电荷数的变化范围在0.81—0.94之间, 平均值约为0.9。

虽然表6中给出的是通过平均24个结构式而得到的结构式, 但这可能不是结晶良好的2M型伊利石的典型结构式。取自Belt的伊利石(No. 8)具有极尖锐的X射线反射, 并且给出一幅非常标准的2M型的图谱。该样品可能是文献中所述结晶最好、最纯的一种2M型伊利石, 其结构式与2M型伊利石“端员”矿物的结构式相近。这种伊利石的电荷与白云母

表 7 Fithian 伊利石和其他伊利石化学组成的变化范围

	Fithian伊利石 (7次分析)	其他伊利石 (29个样品)		Fithian伊利石 (7次分析)	其它伊利石 (29个样品)
八面体			层间		
Al	1.38—1.61	*(1.40) 1.19—1.92	Ca/2	0.02—0.31	0.00—0.11
Fe ³⁺	0.21—0.37	0.00—0.64(0.39)	Na	0.02—0.07	0.00—0.14
Fe ²⁺	0.0—0.13	0.00—0.11	K	0.40—0.56	(0.56)0.43—0.98(0.89)
Mg	0.13—0.29	0.04—0.46(0.43)	层电荷		
四面体				0.55—0.88	(0.65)0.43—1.20(1.03)
Al	0.11—0.87	(0.43) 0.38—0.89(0.82)			
Si	3.89—3.13	3.11—3.62			

* 八面体阳离子数值接近于2.00的样品的数值

表 8 重新计算的层电荷

样品号	Σ	层电荷	层间阳离子	再 赋 值		
				Σ	层电荷	层间阳离子
1	2.13	0.55	0.56	2.00	0.81	0.82
4	2.11	0.67	0.67	2.00	0.89	0.89
13	2.13	0.66	0.67	2.00	0.92	0.93
15	2.07	0.67	0.70	2.00	0.81	0.81
16	2.24	0.43	0.46	2.00	0.91	0.94
23	2.14	0.57	0.57	2.00	0.85	0.85

的电荷相等，不过它有将近一半的电荷产生于八面体层。K₂O的含量为10.29%。Gaudette (1965) 提供了一种不太纯的2M型伊利石 (X射线衍射峰较宽) 的化学分析 (表 2)，K₂O含量为 7.98%，层电荷为 0.95。该样品取自美国威斯康辛州的Marblehead。Gaudette等人 (1966) 又给出了 Marblehead 伊利石和其他“伊利石”的分析。由这些粘土看出：从纯伊利石 (没有膨胀层) 到逐渐含有较多膨胀层的伊利石有一个渐变过程 (Beavers Bend 伊利石, No.20, 没有明显的混层; Marblehead伊利石, No.25, 和Rock Island伊利石, No 26, 有不到5%的混层; Fithian伊利石, No.1, 有10—15%的混层; “Grundite” 伊利石有 25—30%的混层)。上述伊利石，特别是“纯”伊利石，可能含有绿泥石层，它比蒙脱石层更难识别。

Balleter 伊利石 (No.11) 是所述伊利石中唯一具有 3T 型结构的伊利石 (Levinson, 1955)。其十分突出的特点是八面体层中二价阳离子的含量低，特别是 Mg²⁺ 离子的含量很低。12号样品的化学组成与之类似，但它却具 1Md型结构，而且还含有某种高岭石 (Levinson, 1955)。样品No.6、27、28 和29是比较纯的 1M型伊利石。前两个样品显然是由长石风化而成，后两个样品则属热液成因。前三个样品的八面体层中二价阳离子的含量比较低。根据总电荷和K₂O的含量，上述多型与2M型相似。但是这些有限资料表明，2M型伊利石 (高温) 的八面体层比其他多型的八面体层含有较多的R²⁺离子^①，其中大部分是Mg离子。显然，R²⁺离子是形成伊利石所不需要的。事实上，它们的存在可能会阻碍伊利石的发育。

① R²⁺及下文的R³⁺分别表示八面体层中的二价阳离子和三价阳离子——译者