

沉积岩组构 及其形成环境

R. L. 福克教授访华学术报告汇编

海洋地质系 编
同济大学 海洋地质研究所

1981.9.

前 言

1980年底——1981年初,美国得克萨斯州立大学地质系教授 R. L. 福克应邀访华,在同济大学作了十个专题的学术报告,参加听讲的有本校和全国各地的教学、科研和生产系统专业人员 120 余人。所讲课题主要是他及其合作者近来的研究成果,部分尚未正式发表;内容新颖、范围广泛,以碳酸盐岩为主,并有硅质岩、花岗岩风化作用和沉积地质学研究动态等;重点在于阐明沉积作用、成岩作用环境及其所形成的矿物和岩石组构间的相关关系,以及如何应用它们去恢复沉积和成岩作用的历史,并涉及岩石在不同风化营力下产生的特殊形态等。

福克教授是国际上知名的沉积地质学家,他的报告引起听讲者的极大兴趣,除传授学术成果以外,在治学方法、开阔思路等方面也给我们很大的启发。他常能从深入研究矿物特征、岩石组构等微观现象入手,由小及大,据此去解释宏观的沉积和成岩作用环境,直至古海洋演变的历史。R. L. 福克教授不辞辛劳,认真负责地来华传授知识、介绍经验,使我们得益菲浅,在此,我们表示衷心的感谢!根据很多单位和学者的意见,我们把他的学术报告整理成册,出版发行,使更多地质工作者有机会读到它,以发挥更大的作用。

在整理过程中,我们力求做到既忠于报告人的原义,又便于阅读;以他讲课的内容为纲,参照他已发表的论文。当课堂上讲的和论文中的提法不一致时,以已发表的论文为准(好在这类矛盾极少)。由于制版、印刷等技术上的原因,不可能将讲课时用的几百张幻灯片都附入,只收入极少量的照片以说明问题,而附图则尽量插入。在口语整理成文字过程中,必要时,摘引他论文中的有关部分,以便于理解其原义。各讲主要参考文献,列于文后。

参加本书整理和校对的有本系十位同志,具体姓名列于文后;文中插图由地质部海洋地质调查局综合大队地球物理室绘图组和我系绘图室协助清绘,特此表示衷心感谢!

由于我们水平有限,错误不当之处,请批评指正。



编者 1981年9月



200314846



00257282

目 录

一. 结晶碳酸盐的自然历史: 镁含量和盐度的效应	2
二. Mg/Ca 比和盐度: 白云石结晶的两个控制因素	7
三. 意大利三迭纪罗素灰岩中的成岩作用组构	13
四. 细菌建造的碳酸盐岩: 意大利罗马梯伏里的第四纪石灰华	23
五. 西印度群岛、开曼群岛上的黑色植物岩溶	28
六. 得克萨斯州马拉松盆地泥盆纪开柏罗斯致密石英岩的近潮间带沉积的证据	33
七. 意大利侏罗纪放射虫燧石的成因	39
八. 正延性玉髓和蒸发盐岩	47
九. 沉积地质学的某些进展	52
十. 得克萨斯州中部花岗岩的风化作用	57
附录. 古代岩石中气候解释的一些方法(提纲)	60
图版	62

目 录

一. 结晶碳酸盐的自然历史: 镁含量和盐度的效应	2
二. Mg/Ca 比和盐度: 白云石结晶的两个控制因素	7
三. 意大利三迭纪罗素灰岩中的成岩作用组构	13
四. 细菌建造的碳酸盐岩: 意大利罗马梯伏里的第四纪石灰华	23
五. 西印度群岛、开曼群岛上的黑色植物岩溶	28
六. 得克萨斯州马拉松盆地泥盆纪开柏罗斯致密石英岩的近潮间带沉积的证据	33
七. 意大利侏罗纪放射虫燧石的成因	39
八. 正延性玉髓和蒸发盐岩	47
九. 沉积地质学的某些进展	52
十. 得克萨斯州中部花岗岩的风化作用	57
附录. 古代岩石中气候解释的一些方法(提纲)	60
图版	62

一 结晶碳酸钙的自然历史： 镁含量和盐度的效应

五十年代以前，石灰岩很少被人注意。五十年代有人发现石灰岩是很好的储油岩层，这就使得人们对它发生兴趣。到五十年代末~60年代时，人们认识了好多种石灰岩，并将这些碳酸盐岩进行分类；发现各种灰岩之间也有许多差异，尤其是泥晶灰岩，与某些灰岩相比，其形成环境有很大的不同。以往，人们对碳酸盐岩的胶结作用也不太注意，很少有人看了岩石的胶结物能说出它的胶结历史。六十年代~七十年代期间才注意研究这个课题。因为通过研究胶结物，研究再结晶过程，就可了解胶结物形成过程中哪些液体参与了，孔隙是什么时候被填满的。这些问题跟油层的研究密切相关。在美国已是一个很重要的研究课题。

现在，我们来看看碳酸盐胶结物是怎么构成的？

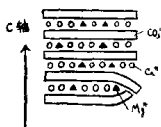


图1 碳酸盐矿物的片状结构

碳酸盐矿物基本上由片状层组成（图1）。主要矿物有两种：文石、方解石。重要的是在岩石中将这两种矿物区分开来。通常有几种方法：X射线法、化学方法和染色法等。就晶形而言，方解石晶体是两边陡尖的，文石晶体上面是平面的（图2）。它们的溶解度也不一样，文石的溶解度非常好，而方解石的溶解度要差些。那么，在什么样环境下可得到文石，在什么样环境下可得到方解石

呢？怎样会造成这种情况？存在着两种观点：

一种是比较陈旧的观点，认为文石的形成是由于结晶速度很快，或者是由于很高的温度；方解石的形成是由于结晶速度缓慢，或是由于结晶温度较低。简单地说，文石在结晶过程中是被迫的，是在不充分的外界条件作用之下很快结晶的；而方解石的结晶速度是缓慢的，是在完善的外界条件作用下进行的。另一种是较新的观点，认为文石与方解石晶体各具不同形态的主要原因是水溶液中 Mg/Ca 比的不同引起的。



图2 方解石和文石的晶形

如前所述，碳酸盐矿物基本上是片状层组成的。如方解石是由 Ca^{++} 和 CO_3^{--} 片状层交互组成。如果在结晶过程中，溶液里含 Mg^{++} ，当 Mg^{++} 进入晶格的边缘，由于 Mg^{++} 离子半径较 Ca^{++} 小，就会使得上下两个 CO_3^{--} 片状层逐渐逐渐收敛并将它包裹起来，形成尖端（图3）。我们称这一结构为变形结构。溶液里含 Mg^{++} ，就容易产生变形结构，不易形成方解石。即使晶出的方解石，晶体也较小。在富含 Mg^{++} 的溶液里，方解石生长是受到阻碍的，得到的只能是微方解石和文石。德国化学家 Leitmeier 1915 年曾做了许多实验，证明在什么情况下形成文石，什么情况下形成方解石。他在溶液里逐渐增加 Mg^{++} 的含量，看看它们分别结晶出什么来。当 $Mg/Ca > 2:1$ 时，他发现再也得不到方解石的结晶，取代它的是文石晶体。当 Mg/Ca 比为 $2:1$ 时，在实验室

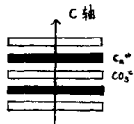


图3 镁方解石的晶体结构

里和自然水中可形成文石或方解石(图4)。自然界中有各种各样的水,大洋水的 Mg/Ca 比为 3:1; 超盐水的 Mg/Ca 比为 10:1, 甚至还要大些, 如阿拉伯的某些超盐水就可达到这样高

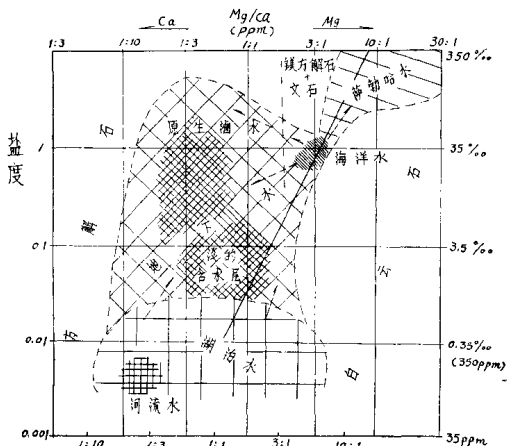


图4: 普通天然水在盐度与 Mg/Ca 比度标图上的分布区域图。萨勃哈水高盐度而富含 Mg^{++} , 地下水可以从超盐变化至近于淡水, 但通常显示含 Ca 量大大地多于含 Mg 量(中间阴影区为常见数值)。陆地淡水通常也富含 Ca^{++} , 然而某些地下水和湖水可以反常地富含 Mg^{++} , 白云石、文石加镁方石以及方解石优先出现的区域也标示在图上。在低盐度时, 具有少量竞争性离子, 结晶速度缓慢的情况下, 白云石可在 Mg/Ca 比值近于 1:1 的溶液形成, 当盐度升高, 要形成有序的白云石构造变得越来越困难, 以致要求逐渐提高它的 Mg/Ca 比。在萨勃哈中, 白云石能结晶出以前, Mg/Ca 比至少先达到 5 或 10:1, 这是因为竞争性离子过多, 且结晶过快。

的 Mg/Ca 比值。在这种高 Mg/Ca 比的水中形成的结晶矿物即为纤维状文石, 和镁方解石或是很细很细的泥晶镁方解石。河、湖水 Mg/Ca 比低, 其中可形成典型的方解石。推断洞庭湖可能形成方解石, 而渤海湾可得到文石。至于这个 Mg/Ca 比值为 2:1 的界限问题尚未弄清, 也许是上帝给定的吧。总之, Mg/Ca 比值在 2:1 以上形成文石或镁方解石纤维晶体; 小于这个值就可形成方解石晶体。 Mg^{++} 含量较高时, 形成束状纤维晶体; Mg^{++} 含量中等时, 形成的晶体均匀, 比较一致; Mg^{++} 含量较低时, 晶体表现为平坦状。因此, 掌握晶形特征, 就可推测其形成环境, 是在海水中还是在河水中形成的。

图5为成岩区域和碳酸盐晶体形态的关系图。陆地上几乎不含 Mg^{++} 与 Na^+ , 海水中 Mg^{++} 、 Na^+ 含量较多。什么环境下有着什么样的胶结物, 其中 Mg^{++} 与 Na^+ 的存在与否, 含量多少是关键。

海水中这两种离子含量高, 可产生泥晶纤维状文石或镁方解石; 近地表淡水则相反, 只形

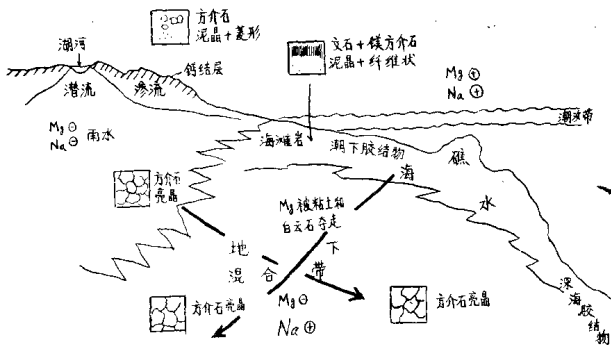


图5 成岩范围和碳酸盐晶形示意图

成粒状方解石；海水与淡水混合带， Mg^{++} 被粘土或白云石化夺走，亦可产生较大的方解石晶体。下面我来分别讲一下海滩上，陆地上以及海水下的胶结作用。

一、海滩上的胶结物

海滩上胶结作用很快。如太平洋的岛屿和日本的一些岛屿上，近几年还在发生。在潮间带由于海水的涨落，形成的是文石、镁方解石结晶和泥晶。文石的晶形主要是纤维状，少量是泥晶；这恰与镁方解石相反，镁方解石中很少是纤维状，大部分是泥晶。那么，为什么有时产生文石，而有时产生镁方解石呢？道理何在？我认为文石是无机成因的；镁方解石是有机成因的，有机成因中细菌起了作用，因而镁方解石晶体呈不规则的菱面体。由于自然界里相互作用的因素很多，有些我们还不太清楚，不能完全肯定。但是，当有淡水注入时，矿物晶形又完全不一样，由于淡水中含 Mg^{++} 少，就产生方解石，其晶体为菱形。所以，海滩岩里形成的晶体，同具有什么样的水有关。沉积物含有孔隙，大部分石油储藏在这里面，了介它们是怎么胶结的，怎么被填满的，就要看海滩岩里有什么样的矿物及其形成方式。这里主要有三个理论：

- 1830年，海水蒸发形成胶结物。
- 1940年，海水与淡水混合，胶结作用发生于两者混合地带。
- 1970年，海水化学是无关紧要的，海水运动干扰着胶结物的沉积作用，沉积作用主要发生在水面上。如在低潮期，沉积作用就发生在低潮线附近；在高潮期，沉积作用就发生在高潮线附近。

以上三种理论各有其适应的环境范围。我们不能说哪一种是对的，哪一种是不对的，就象共产主义适应于中国，资本主义适合于西方。

二、海底胶结物

在镜下很难区别海滩岩的胶结物与海底胶结物,因为它们晶体都是海水沉淀析出的,化学组分几乎相似。然而,亦有两种方法可以将它们区分开。

(1) 海滩岩胶结物在孔隙空间里显示出空气效应。海底胶结物的孔隙没有这种效应,空气起不到什么作用。原因是海滩岩有时出露水面,孔隙内可进入空气,海底胶结物从未出露水面,空气无法进入。

(2) 古气泡(Fossil bubbles) 周围都是化石颗粒,而空气被困在中间。这种情况只能在海滩岩胶结物里才出现。在海滩岩里我们可以找到很大的古气泡。

问题是怎样能看出海滩岩胶结物里有空气效应?有一种叫新月形(meniscus)胶结作用,在一颗颗砂粒的粒间触点原薄膜所在处,沉淀了胶结物。它们把砂粒胶结起来,而中间是空气,胶结物界面呈新月形(图6)。这一现象出现在海滩岩里,亦是区别于海底胶结物的标志之一。

海底胶结物的分布是很不均匀的,一般出现在虫孔周围,或围绕着有机物分布。另外,在水环流很频繁、水动力条件很强的地方(如礁缘部位)也可找到海底胶结物。

在泻湖区,我们只能在泻湖底面找到海底胶结物,而湖底部就无法找到了。认识这一点很重要,它可以帮助我们分析储油空间。

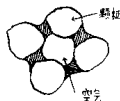


图6 新月形胶结物

三、陆上胶结物

陆地水体中含 Mg^{++} 少,因此怎么也不能形成文石和镁方解石,只能形成方解石。



图7 地下水饱和带与非饱和带示意图

以地下水面为界(图7),向下水处于饱和状态,向上处于非饱和状态。在非饱和带里,溶液比较淡,可有少量沉淀,且形成的晶形为菱形。在饱和带里,溶解和沉淀作用都较普遍存在。现在,还不清楚在饱和带里的情况究竟为何有时发生溶解作用?有时又会发生沉淀作用?也许与酸有关吧。

沉淀作用发生在干旱地区,我们可以找到很硬的钙结层。这种钙结层的结晶形状有两种:(1)很小的菱形体,(2)泥晶状。在较潮湿地区,植被茂盛,那里的地下水面比较接近地面,由于可获得大量的水,溶解作用频繁而持续;与干旱地区相比沉淀与溶解作用就显得不那么频繁。

如果将潮湿地区非饱和带与饱和带中采集的样品拿到显微镜下来观察,就会发现非饱和带里样品的胶结物呈新月型胶结,胶结物之间的孔隙内有空气存在;另一种是重力胶结,受重力控制,水溶液沿着颗粒边缘渗滤下去,集聚在颗粒的下部,因此形成的胶结物分布在颗粒下部较多(图8A)。在饱和带里,孔隙中始终充满了水,颗粒周围形成的胶结物是等厚的(图8B)。换句话说,就每一个颗粒而言,周围的胶结物都是一样厚的。再则,非饱和带里样品颗粒之间的孔隙呈圆形,而饱和带里样品颗粒之间的孔隙呈三角形。在饱和带,由于结晶速度比较缓慢,形成的晶体较大,且有越向深部方解石晶体越大的趋势。这样,我们就可以藉助晶

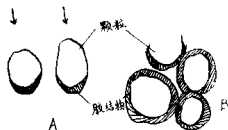


图8 A—重力胶结；B—等厚胶结。

有淡水注入。

区分淡水胶结物和地下水胶结物，用电子显微镜还不太行，必须用x射线、同位素、或者用其他的化学方法才能够辨别。总的说来，我们对碳酸盐胶结物的了解要比十年以前知道得多，但有些具体问题、细节问题还有待于进一步工作，所以研究胶结作用在美国还是一项很热门的工作，搞这方面工作的人很多。

粒大小来判断该晶体可能形成的部位。

那么，为什么碳酸盐胶结物的晶体会显示出先为纤维状，继之为等粒状的共生顺序呢（见图9）？一种说法：第一世代的纤维状晶体主要是在海水中形成的，而第二世代的等粒状晶体是由于海水退却，淡水注入而形成的淡水胶结物。另一种说法：纤维状晶体是海水中形成的，当沉积物深埋地下之后，在封闭的地下水中， Mg^{++} 被粘土或白云石化作用所捕集，从而晶出等粒状方解石。这种情况并非一定要

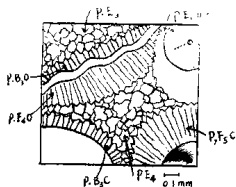


图9 两世代胶结物

整理：朱静昌

校对：王国忠

参 考 文 献

1. Folk, R. L. 1974, The natural history of crystalline calcium carbonates effect of magnesium content and salinity: Jour. Sed. Petrology, Vol. 44, p.40-53.
2. Folk, R. L. and Land, L. S. 1975, Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., Vol. 59, P.62-68.

二 Mg/Ca 比和盐度： 白云石结晶作用的两个控制因素

一、一般理论

碳酸盐通常包括三种矿物，即我们所知的文石、Mg方解石和方解石。它们的共同特征是具有 CO_3^{2-} 层组成的层状构造。白云石的组成与它们相同，仅在 CO_3^{2-} 层间交互地夹以完全由 Mg^{++} 和完全由 Ca^{++} 组成的离子层。其晶体结构如图(1)，其中 Mg 离子和 Ca 离子各占 50%。

但是正如世界上没有完人一样，自然界也很少具有这种标准的白云石。普通白云石与标准白云石有如下两点不同：第一，钙离子含量总是稍多于镁离子，比如 Ca^{++} 常在 51—60%， Mg^{++} 常占 40—49%；第二，Ca、Mg 离子并没有完全分离开，而是各自以不同数量进入对方的离子层中，如图 2 所示。

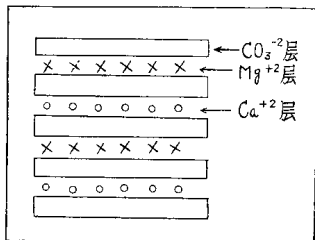


图 1 理想白云石的晶格结构示意图

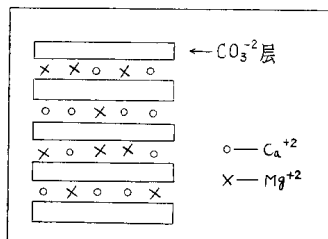


图 2 普通白云石的晶格结构示意图

结晶愈完善，结构就愈好。

除了以上三个因素，外来金属离子也是影响白云石中 Mg/Ca 比的重要原因。我们知道，Ca 的离子半径大，为 0.99 Å；而 Mg 的离子半径只有 0.66 Å。Fe 和 Mn 的离子半径与 Mg

白云石结构的完善程度与其形成时代、结晶速度、溶液成分和浓度等诸因素有关。接近完善的白云石产于如古生代这样的老地层中。相反，在年轻的地层中，白云石的结构就要差些。这有点象人一样，从幼年到老年，我们的骨骼结构也是渐趋完善的。溶液对白云石的控制作用表现在干旱气候中所形成的白云石，其 Mg/Ca 比接近于标准数值 1:1，这就成了后来人们用白云石中的 Mg/Ca 比值来作为推测古气候的标志。此外，如所周知，结晶速度愈慢，白云石

的离子半径相近,约为 $0.6\text{\AA}$,这就使它们能替代 Mg^{++} 而进入白云石晶格, Fe^{++} 和 Mn^{++} 是还原离子,它们在白云石结构中的出现是还原环境的标志。反之,其中如无 Fe^{++} 、 Mn^{++} 出现,也能间接地告诉我们,那是氧化环境,因氧化的铁、锰离子(Fe^{+3} 、 Mn^{+4})是不能进入白云石晶格的。这是介释水溶液是氧化还是还原环境的一种重要方法。

二、白云石的某些镜下特征:

1. 菱形带状结构的白云石

最常见的一种白云石呈菱形带状结构(图版1—1、1—2)。这种带状体的形成可能有以下几种成因:

a. 由于 Mg/Ca 比的变化。这可能是溶液本身的 Mg/Ca 比不同而导致不同的结晶速度,从而造成带状结构。

b. 由于 Fe^{++} 、 Mn^{++} 含量的变化。在还原环境下, Fe^{++} 、 Mn^{++} 含量增加,形成暗色条带;氧化环境下,上述离子减小而呈浅色条带。见图3

c. 中心部分溶蚀掉而形成盆状结构,见图4这可按图简略说明如下:

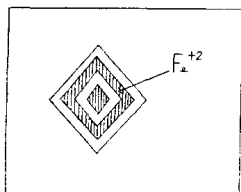


图3 白云石中 Fe^{++} 含量变化形成的条带结构示意图

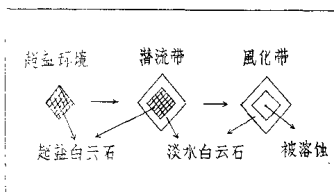


图4 不同环境中白云石的晶出与溶蚀示意图

白云石先形成于超盐环境中,其结晶速度快、结构差、不稳定、易溶解。后来白云石进入潜水带,盐水流走,淡水在原先的白云石核四周形成淡水白云石的附晶,它的结晶速度慢,结构较好,也比盐水白云石稳定。这样,当这种白云石遭受风化时,中间的不稳定部分被溶解掉,留下外圈。因此,

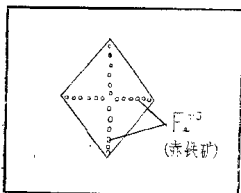


图5 白云石的十字锥形结构示意图

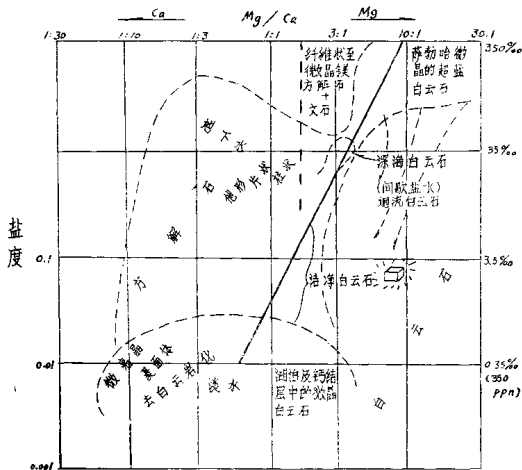
这种中空的白云石也可作为一种指相标志,它告诉我们沉积环境曾发生过从超盐——淡水——风化的变迁历史。

2. 交叉或十字锥形 (Cross-coning) 白云石

这种白云石的对角线上有二条细小包裹体组成的十字锥形(图5)。这些包裹体是 Fe^{+3} 离子。当 Fe^{+3} 进入白云石中时,它并不是均匀地分布于其四周,而是只分布在它的四个角上,以后随着白云石的生长,就构成对角线排列。在镜下即表现为一种十字交叉形。

三、白云石的形成环境

早在 1910 年时,有人发现白云石形成于超盐环境中。相传至今,人们还普遍认为白云石只是超盐环境中的产物。但后来的许多发现,如淡水湖中也出现白云石,显然与这种理论有矛盾,使人们越来越相信,白云石能形成于各种地质环境中,这可综合表述于图 6 和前文图 4。



6 图 天然水在盐度与 Mg/Ca 比坐标中的分布区域

本国与前文图4相似,但着重于表示矿物和它们的形成,越蓝的白云石显晶品,且没有很好的晶形排列,这是因为快速结晶以及其他离子的竞争之故。很多白云石的形成是由于海水和原始海水受淡水稀释(地下混合引起盐化的盐化环境)引起水体盐度很大的降低,但高的 Mg/Ca 比却几乎有精确定义的水的特性几乎垂直地下降至白云石区。这种类型中的许多白云石是纯净的,极明亮,似宝石,完美的棱面形,在淡水环境和洞穴中,当 Mg/Ca 比低至1:1时可能形成白云石。但是假如它沉淀的速度很快(例如在生物的两旁)那么在白云石区以外可能以很好地形成白云石和 Mg 方解石。快速的结晶晶面迫使白云石/方解石的边界线向右转。这是由于有秩序的白云石晶体难以形成。

在方解石区域,当 Mg/Ca 比超过 2:1 时,由于 Mg 离子在晶体边缘的有差效应,因而晶出的文石或 Mg 方解石呈星形,或呈纤维状,在这条线的左侧可以形成方解石,但可能在靠近 Mg/Ca 比为 2:1 的界线附近存在一个从纤维状或片状,柱状至不等边三角形方解石的狭长的带状区,因为在这里 Mg 离子边缘有差效应较为微弱,大部分方的方解石区域大致致密的,镶嵌面体或明显的他形晶体的方解石所占有的,在 Mg/Ca 比十分低的淡水水中,在河床表层或土壤颗粒层中,方解石可以形成极为均一的(2—10微米)自形晶,常呈菱面体;或者方解石可通过热液在淡水中的重结晶作用而形成的极为均一的(5—10微米)叶片状菱面体;或者方解石可交代白云石(去白云岩化作用)。在图上矿物形态是没有确切的边界的。

图6和前文图4以溶液的盐度为一轴,以Mg/Ca比为另一轴,它标出了自然界中各种水的分布位置。图中直线的左方为方解石形成区,右方为白云石形成区,这是一条向右倾斜的直线,它表明白云石能够形成最低的Mg/Ca比是随着盐度的上升而上升。在盐度很低的洞穴和湖水中,此值为1:1,在超盐的萨勃哈环境里,它要高达10:1,而在3:1到10:1间,只能形成Mg方解石和文石。这张图还告诉我们,溶液稀,结晶速度慢;反之,结晶速度快。白云石的结构比方解石复杂,其中 Mg^{++} 、 Ca^{++} 要作有序排列,快速结晶难于满足这一条件,因此白云石在稀溶液中比在超盐溶液中更易于形成。这是一个重要的观点,它扭转了白云石只能形成于超盐环境中这种老的偏见。

根据以上白云石生成的二个条件(既要盐度低又要Mg/Ca比高)可知,淡水稀释超盐卤水是产生白云石的最佳途径,因为,卤水与淡水的混合水,其盐度急剧下降,而Mg/Ca比仍保持很高,其结果是大大降低了结晶速度,促进了白云石的形成。萨勃哈地区之所以是白云石形成的有利环境,是因为那里既是热带气候,同时又常受季风雨的袭击,使它成为一个盐度变动很大的“广盐性”环境之故。一年中多数月份,气候干燥,泻湖水盐度很高,经数月的暴风雨后,大量淡水掺入泻湖中,使盐度下降,但Mg/Ca比基本未变,以此导致了白云石的沉淀。

四、白云石的种类

白云石可分为如下几种:

1. 致密、隐晶质白云石。颗粒极细,1—10微米,它形成时代早、近地表,可产于不同的环境中,如阿拉伯的萨勃哈白云石与石膏、硬石膏共生,这是超盐环境;又如在巴哈马滩面上也有厚约几厘米的这种隐晶质白云石结壳,这是一种海水受淡水冲洗的环境,虽然那里的地质工作者最初把这种白云石说成是超盐白云石,但却无石膏和硬石膏的出现,并且具有1500毫米的年降雨量和干、湿季节相交替这些事实,都使这种超盐说难于成立。又如,在澳大利亚库隆(Coorong)地区的白云石,其形成的原因与上述二者不同,它是由陆上的淡水向海渗透,与海水混合,在两种水体交汇的地下浅处生成的。如图7所示

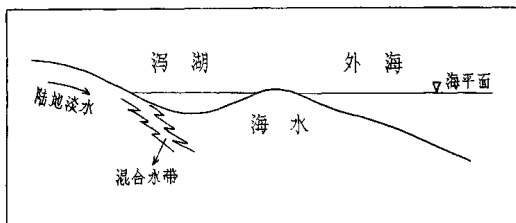


图7 地下水与海水混合带形成白云岩示意图

因此,当我们在一个地质剖面中发现这种隐晶质的致密白云石时,它可能有几种成因:它可以形成于超盐的蒸发滩坪上,也可以由海水被雨水稀释或被来自内陆的淡水冲淡而成。

但是遗憾的是,目前还无法区别这三种不同的成因,因为它们所形成的白云石的镜下特征是相同的。

2. 正常的粗粒白云石。多数在 20 微米—1 毫米之间它占整个白云石的 80%,因此,是最常见的白云石。它是由交代作用形成的。这可由其晶体切割生物化石及鲕粒得到证明。它们一般产于渗透性良好的浅层中。对其生成的机理,目前有如下几种解释:

a) 超盐水的渗透回流作用说 如图 8 所示:

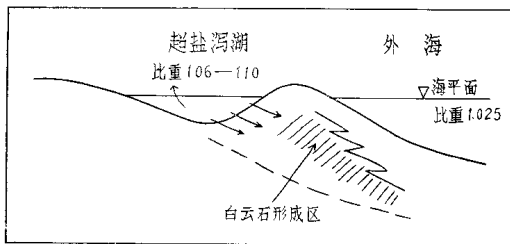


图 8 渗透回流作用形成白云石示意图

超盐的泻湖水比重较大,在 1.06—1.10 间,而海水比重为 1.025,泻湖水向下渗透,通过渗透性良好的底部沉积物,进入海底之下,这样在两个水体的接触带或超盐水的前缘可形成这种粗粒白云石。

b) 淡水和盐水混合说 如图 9 所示:

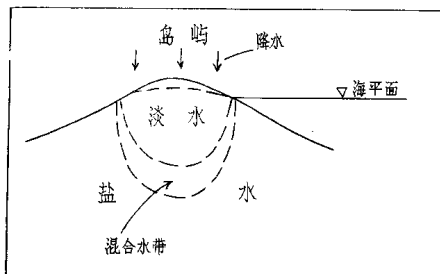


图 9 淡水透镜体下形成白云石示意图

图 9 为一海中岛屿,由于降水形成一淡水透镜体,这透镜体的下界随着干季或湿季发生相应的上下变动,下部海水也随着它而变动,这样产生了一个很厚的淡水与盐水的混合带。在

这混合水带中,淡水稀释了海水, Mg/Ca 比增高,使结晶速度下降,从而形成白云石。同样,在海岸地带,如图 10 所示:陆上的地下水由于丰富的降雨补给,向海渗透,与海水混合,产生与上述相同的结果。

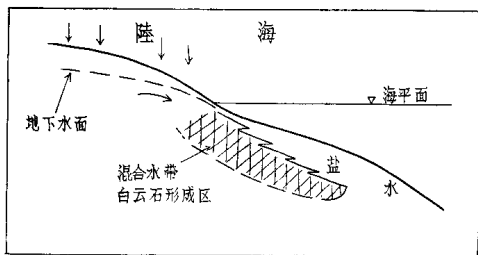


图 10 海岸带白云石形成示意图

c) 后期白云岩化作用说

这是不久才出现的一种解释。其大意是:一套沉积中,下部为页岩或与其它类似沉积,上部为碳酸盐类岩石,在岩石的压实过程中,水从页岩挤到上部灰岩中,产生不同型水的混合,白云石便形成于此混合带中。

3. 结净白云石。多数形成于图 6 的淡水区域中。它的特点是晶形完整、晶面光滑、洁净、透明、似金刚石般光亮,一般为 5—50 微米。见图版 1—3,这是雨水进入地层中,形成很漂亮的洁净白云石的结晶。

4. 粗粒的扭曲白云石。图版 1—4。这是一种与前面三种很不相同的白云石,其特点是:〈1〉晶体很大,一般 1—20 毫米;〈2〉晶形扭曲,有时呈马鞍状;〈3〉显微镜下为波状消光;〈4〉标本上为乳白色,不透明;〈5〉晶体中填充了许多液泡,显得不干净。对它的研究刚刚开始,因此很难作出确切的解释,但有一点似乎较有把握,即它总是与碳酸盐矿物,如方铅矿,闪锌矿或石膏共生。因此,它的弯曲晶形可能是由于 S 离子或 SO_4^{2-} 进入白云石晶格的缘故。它们的形成温度也很高,在 (50—150°C) 间,可能系晚期埋于地下深处致使温度升高。这种白云石很重要,它告诉人们附近有硫化矿床。几乎所有已发现的方铅矿和闪锌矿床中皆有这种扭曲白云石共生。

整理:章申明

校对:朱静昌

参考文献:同前文

三 意大利三迭纪罗索灰岩中的 成岩作用组构

今天,我要讲意大利北部的三迭纪碳酸盐岩,所用的资料是我和 R. Assereto, C. G. Kendall 等合作研究的成果。

我们要谈的是意大利北部,南阿尔卑斯山脉里,中三迭纪的地层,这些碳酸盐岩是很有意义的岩石,在其形成过程中发生过很复杂的化学变化。这些岩石很漂亮,在西欧、北美用作建筑物饰面材料,它由各种颜色组成。如果在清朝,可能要用它来建造宫殿。

研究工作在离米兰不远的 Valbrenbana 和 Valseriana 河上游进行,23 世罗马教皇就出生在这里。

那里是三迭纪岩石,多数是三迭纪白云岩。这套三迭纪地层总厚达 4000 米。

三迭纪地层分上、中、下三部分(图2)。图的下部是正常的广海相沉积,自海侵相到浅海粘土质碳酸盐岩石蒸发岩;图中部的左上方开始发育成浅水碳酸盐台地相沉积,右下方(北部)是深水暗色碳酸盐沉积。浅水碳酸盐台地沉积慢慢地向北推进,盖在深水沉积之上。

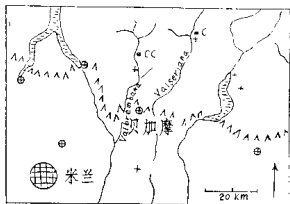


图1 意大利北部,工区位置示意图研究的露头 CC 和 C 在 Valbrenbana 河和 Valseriana 的上下游

到拉丁尼克(Ladinian)阶末,几乎全是极浅水沉积环境。罗索灰岩是长期暴露在地表的。其上的含金属矿岩(Calcare metallifero)发生岩溶作用,大的岩溶洞穴中充填着洞内沉积物、萤石、方铅矿、闪锌矿和方解石。这组地层中含有丰富的铅锌矿,是很重要的含矿层。这一时代的矿床在阿尔卑斯一带分布很普遍。

上三迭系是海退相,有浅水泻湖泥灰岩(钙质页岩)粉砂岩和凝灰质泥岩。最后是蒸发盐岩相的沉积,有石膏和硬石膏。

今天我们讲的罗索灰岩是很浅水的沉积,有时会完全出露在地表,它是一个非常特别的岩组,厚 0—45 米。红色、暗灰色和白色灰岩杂乱分布,红色为主,因而命名为“Calcare Rosso”,(意大利语,原意是红色灰岩)。在凡尔·勃来姆巴娜地方,罗索灰岩由近湖碳酸盐沉积物组成,它是在超盐水和雨水交替(间歇性盐水条件)冲刷的、近海半干旱环境中,经受了长期、强烈的渗流带成岩作用的产物。由于微小的沉积坡度和接近平均海平面,上述成岩变化的结果特别广泛;化学上两个极端条件的变换,引起原始沉积物强烈的相变,各种成岩作用相互迭加使原岩具有新的形态并被胶结。

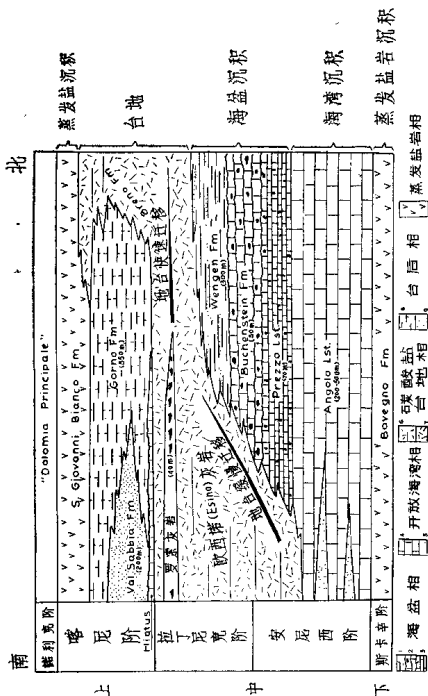


图2 伦巴第第三系纪沉积的图解式详相关系图

图下岩生花紋圖例：1——海相泥灰岩；2——海石層灰岩；3——黑色灰岩和泥灰岩；4——海百合灰岩；5——粉砂岩；6——浅色厚层灰岩；7——浅色块状灰岩；8——占孔的泥灰岩；9——腐英质砂岩。