

经济地质

76 卷第七期

美国

ECONOMIC GEOLOGY

and

the Bulletin of the Society of Economic Geologists

1981

(十一月)

地质出版社

目 录

赞比亚Mufulira地区的萨布哈、滑塌作用和压实作用	W. G. Garlick (1)
密苏里州东南部Viburnum Trend密西西比谷型矿床的成因	D. A. Sverjensky (29)
方铅矿中铅同位素的分带性: 对密苏里州东南部Buick矿中的一方铅矿晶体所进行的离子显微探针研究	S. R. Hart, N. Shimnizu, 和D. A. Sverjensky (50)
用古地磁方法调查研究密苏里东南部沿Viburnum矿化带的矿化时代	Y. Wu和F. Beales (56)
Foy (?) 水平错断及其硫化矿体的成因: 安大略省萨德伯里Hess镇的古地磁证据	W. A. Morris和R. Pay (69)
流体包裹体的化学: 据新墨西哥州 Questa、不列颠哥伦比亚州 Hudson Bay Mountain 和 Endako网脉状铝矿床	M. S. Bloom (78)
墨西哥Santa Barbara和Chihuahua 裂隙矿脉中矿石位置、质量和边界品位的构造因素	D. J. Hoffman (90)
西澳大利亚Brockman铁组Dales Gorge段的研究	W. E. Ewers和R. C. Morris (97)
西澳大利亚Yilgarn地块的太古代条带状含铁建造	M. J. Gole (118)
西班牙韦尔瓦省La Zarza火山—沉积硫化矿体的地球化学及地质学研究	C. K. Strauss, G. Roger, M. Lecolle, E. Lopera (136)
阿拉斯加州La Perouse地区层状辉长岩中矿化镁铁质岩的精选及Pt、Pd和Rh分析	G. K. Czamanske, J. Haffty和S. W. Nabbs (159)
美国弗吉尼亚州Austinville-Ivanhoe铅—锌矿区铅的同位素组成	N. K. Foley, A. K. Sinha和J. R. Craig (169)
利用溶解于湖中的氡同位素和氡在中拉布拉多普查铀矿的进一步结果	Z. Top和W. B. Clarks (174)

赞比亚Mufulira地区的萨布哈、滑塌作用和压实作用

W. G. Garlick

摘 要

人们早就认识到,象叠层石之类的藻类构造,与扎伊尔和赞比亚等地Katanga超群中的含铜白云质页岩有着密切的共生关系。在Mufulira铜矿区以砂质为主的沉积物①中生物丘及在生物层的发现表明,它与白云质页岩中比较常见的铜矿床具有相同的成因,而其无矿的部分乃是由于生物丘的存在所致。

Renfro (1974) 早已认识到,世界上到处都有萨布哈、藻席与层状铜矿床的共生关系,他对Mufulira旋迴性沉积层序中萨布哈环境的解释,已经被矿区的详细特征所证明。

在Mufulira的海相沉积物中,对于大量炭化的藻席碎屑的鉴定(其大小可从0.5米到显微粒级)指明,存在着腐解的植物碎屑的堆积作用。它们的量超过了足以在泻湖底水中造成无氧条件、并导致铜和铁的硫化物在沉积作用同时发生沉淀作用所需的数量。

干裂的泥片收缩到80%的程度可用藻类物质的压实作用来解释。富含藻类的硬砂岩及C矿体达到大约三分之二的压实程度,也可以作为上覆的萨布哈沉积和大陆相沉积快速下沉的原因。紧接这些沉积之后,就是第二次海侵作用,它使B矿体和中部的硬砂岩得以沉积。在萨布哈和红层沉积物的覆盖层之下,B矿床和硬砂岩受到同样的快速压实作用,导致进一步的下沉、海侵、以及层位在C和B硬砂岩之上的A矿体和硬砂岩的沉积作用。

虽然Renfro关于上升的地下水导致矿化作用的假说可以解释藻席下面某些硫化物的初始沉淀作用,但是Mufulira保存下来的大量的矿化现象却表明,有更多的标志更符合于与海相泻湖中腐解的异地藻类物质有关的硫化物同生沉积作用模式。

前 言

Malan(1964)首先鉴别出Mufulira铜矿床B矿体西缘富含碳酸盐的生物丘中的叠层石。在此以前,它们仅仅在刚刚越过扎伊尔边境处见到过。Paltridge (1968)曾记录过紧靠矿区以西的一个藻生物层中其它类型的藻成构造。

类似藻成构造的鉴别,证明了如下推测,即Roan Antelope和Nkana—Mindola的页岩矿体中的无矿地段,乃是藻成因的富含碳酸盐的浅水沉积物(Mandelsohn, 1961)。在Mindola矿区与Chambian间含矿体页岩的矿化带的钻探施工中,发现型叠层石生物礁,它构成一个巨大的无矿地段。事实也支持这一推测(Garlick和Fleischer, 1974)。

以后, Renfro(1974)用四期海侵之间的萨布哈沉积条件解释并简化了Mufulira的沉积物及其共生矿体的旋迴性。这四个海侵期是根据早期的地质填图确定的。因此,C矿体顶部的白云质“泥质层”和B矿体顶

部的下部白云岩被解释为在炎热的气候条件下,由于上升的海水通过潮湿的平坦的萨布哈表面所发生的碳酸盐和硫酸盐的陆表沉积作用形成的。在下伏的腐解的藻席中,伴有铜的沉淀作用。Renfro关于沉积环境的解释,适用于Mufulira,但是他的矿化作用的解释不能在该区应用。

本文确认藻席在形成Mufulira含铜沉积作用中的重要性 and 可能的普遍性。事实上,现在看来,藻类作为沉积物的一个组分的重要性,就象石英、长石及粘土矿物在已成为变质的相当岩石中的重要性一样。中0.5米至显微粒级的炭化藻席的干藻类成因。在分布广泛的“滑塌”和特殊的“崩塌”构造也被暂时归因于重力、潮汐及破碎作用所造成。其中,有机物质主要是被硅质所交代,它胶结了藻席中的粉砂和

① arenite 系指含泥质杂基 $<15\pm\%$ 的砂岩,杂基 $>15\pm\%$ 的称为硬砂岩(graywacke),下同——校者。

砂诸原生组分。

在赞比亚，Mufulira 铜矿床（图1）含有282百万吨品位3.47%的铜，赋存在上元古代的砂岩中。它位于Mufulira 向斜的西南翼中，向北东倾斜，倾角平均45°。有一些局部性的豆荚型褶皱，它具有平的轴面，这导致含矿层变平，然后变陡，以致近于直立。Kafue背斜把它与Chambishi-Nkana 盆地分隔开来，后

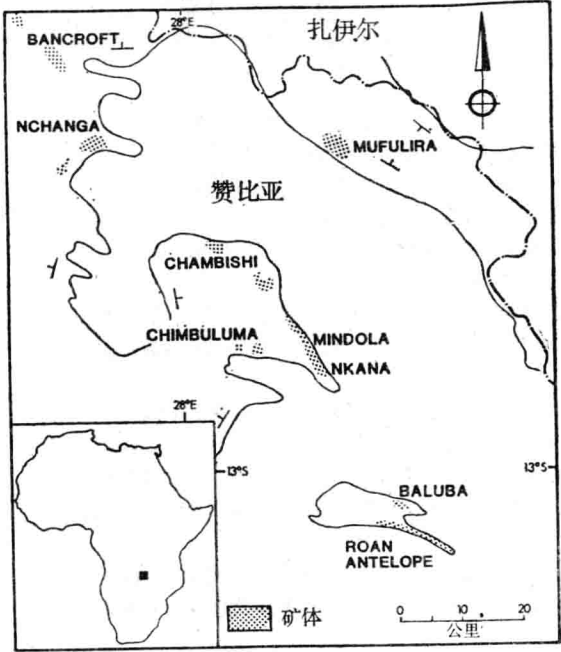


图 1 主要矿体分布及基底与下Roan组之间的接触界限图

者的矿化作用发生在含矿页岩中。在 Mendelsohn (1961) 和其他一些作者的文章中，对矿床进行了广泛描述，这些文章在本文内均已作为参考。

地 层

表 1 说明了Katanga 超群和基底组的一般地层学特征，本文只论及矿体和它们的直接围岩，包括下Roan 群的大部分。在表 2 中试图描绘东部盆地中通过含矿组及与之共生的无矿组岩层的重复性，以及沿走向的粗略的相变，从陆相到海洋斜坡、到泻湖底、斜坡以及局部的礁相。表 2 总结的是通过各地层组沿走向的描述而获得的有关其相变、一般岩石学特征及硫化物含量方面的综合性认识，而不是讨论垂直层序。

沿走向的相变

许多地质学家对含矿岩石以及其围岩岩组的填图

表 1 Katanga超群和基底各组的一般地层特点

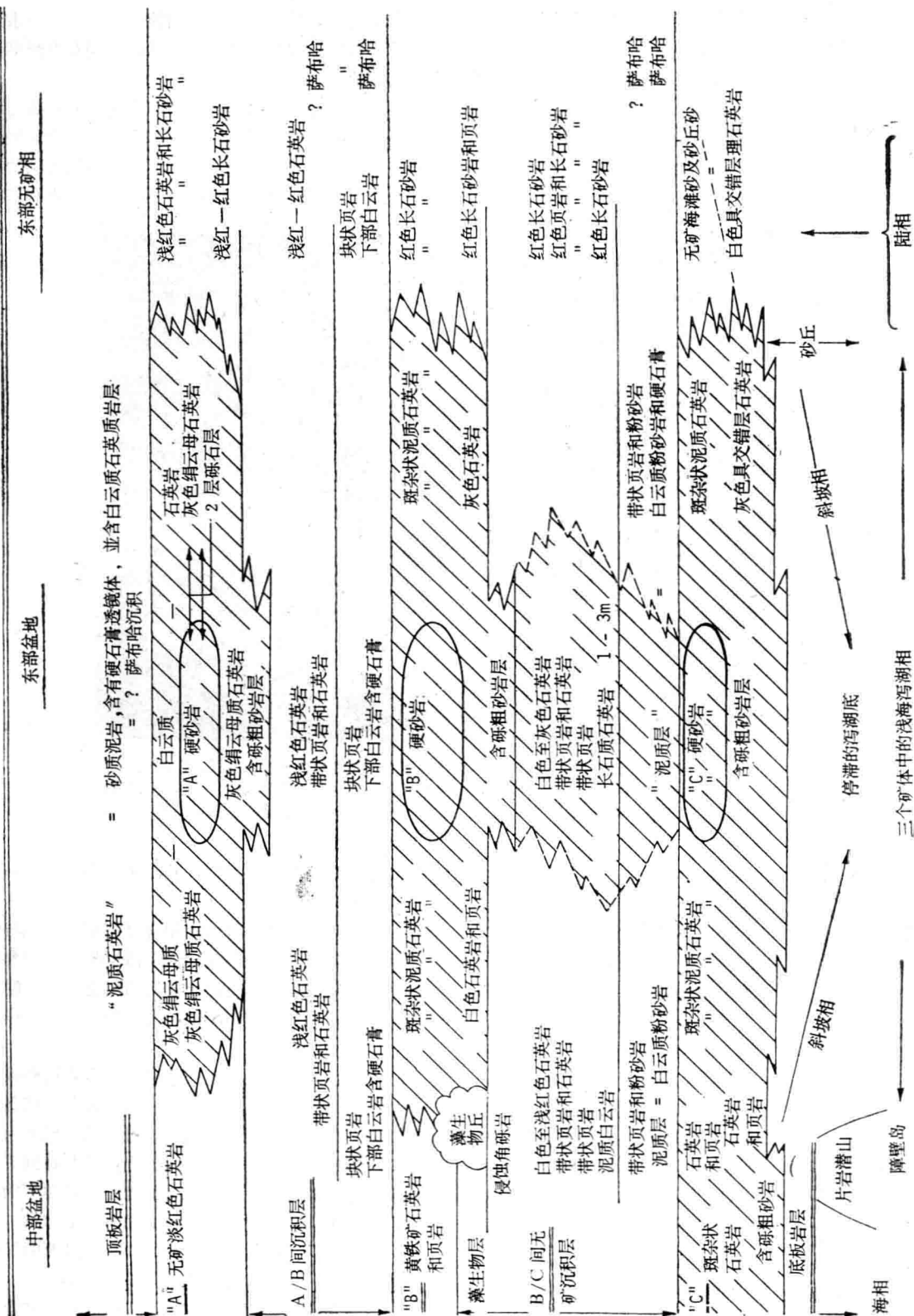
超群	群	岩石类型
Katanga	Kundelungu	石英岩（紫色） 页岩 水碛岩 页岩 Kakontwe白云岩和石灰岩 水碛岩
	Mwashia	炭质页岩（石英岩）
	上Roan	泥岩 白云岩、泥岩、石英岩及角砾岩
	下Roan	石英岩 泥岩 含矿层 白云岩 硬砂岩 泥质石英岩 石英岩和粗砂岩 长石砂岩、泥岩、风成石英岩和砾岩
	不整合	
	Lufubu	片岩
	被花岗岩	伟晶岩
	侵入	花岗岩

为用于Mufulira而修改（据Mendelsohn，1961）

已确定，在超覆于陆相沉积物之上的三个海侵时期形成的沉积物中，有三个矿体（Mendelsohn，1961）。向东的海侵，不管是在Chambishi-Nkana盆地中，还是在Mufulira，均为稳定的陆地所阻挡，其海岸线走向北西。继之而来的是海退和进积的大陆相沉积。对各组的相变，大致是由东向西进行描述。正如从钻孔、以及主要是沿430米中段（原来称为1400英尺中段）挖掘的坑道中所记录的那样，从C矿体的直接底板开始，向上经三矿体到A矿体的顶板岩组。此430米中段跨越了两个基底岩脊，它们把含矿体的沉积层分隔成东部、中部和西部三个盆地。以下关于相的变化情况，主要是根据Maree（1960）和Brandt等（1961）的文章叙述的。

底板岩层中的相变

在矿区的东头，含C矿体岩层以下至少70米的深度上，底板岩层是一种白色的具有大型交错层理的长石石英岩。大型交错层发育良好的带状前积层与上面的被次一个交错层单元切蚀的平滑切蚀面之间的二面角近于84°。大多数的矿区地质学家都把这一岩组定为风成沉积，推测风是从北和西北方向吹来的，前



积层和底积层的明显的白色与灰色带状构造，是由于白色的层纹具有硬石膏和碳酸盐质胶结物，而反射光线；而灰色层纹则因具有硅质胶结物而吸收光线的缘故。厚度20到30毫米的前积层层纹比底积层层纹大约厚2~4倍，前积层缓缓地弯曲而并入到底积层之中。在下面一个层系的顶部，底积层常常渐近于“平行的切蚀面”（Stones, 1968）。底积层平滑而又平坦，被假

定原来是水平层，它是由强烈的风作用在上升水面以上的所有的松散的干砂上，使得砂丘区发生削平作用而造成的。

从东部边缘向西1200米内，这些风成石英岩都组成C矿体的底板。但是填图证明，上覆的含铜砂岩的底，局部切蚀了底积层、切蚀面、以及风成层的前积层（如图2中所示）。该处，暗色的硅质风成纹层的小

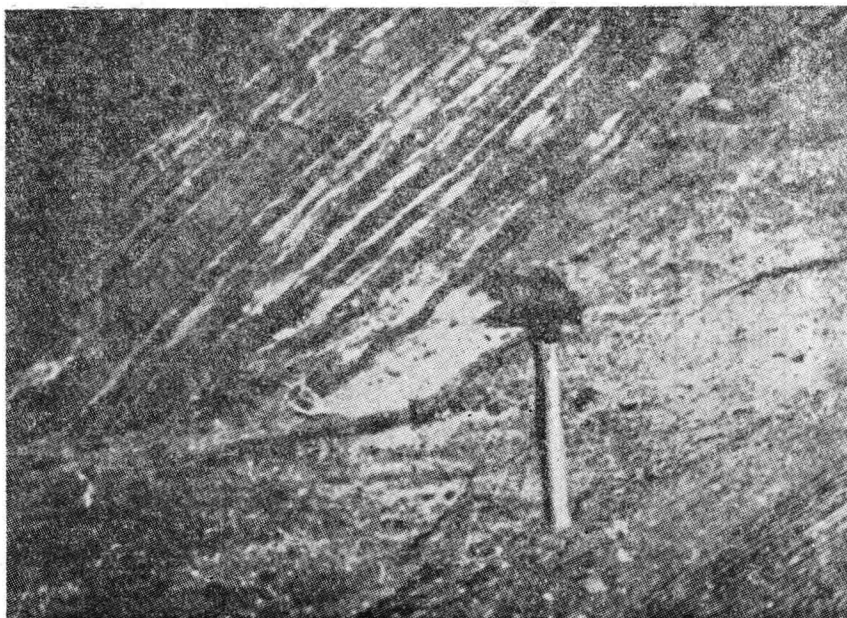


图2 东部盆地中C矿体底部的含铜的具交错层理的含砾粗砂岩不整合地覆盖在底板岩组的风成前积层之上，突出的前积层的分带性，是由于暗色的硅质条带与包含一些斑点状的碳酸盐和硬石膏胶结物的浅色条带造成的。注意小的硅化的砂岩板片位于不规则的不整合面之上的情况

片并入到上覆的海相砂岩之中。

再向西，风成层的上部10米厚的部分与水下泥岩呈指状交错接触。泥岩中有小的菱铁矿晶体和硬石膏结核。陡斜的风成前积层常常覆盖在交互的泥岩层之上，因而以30°以上的两面角与水下夹层顶部的砂质底积层急变接触。

在西面1950米处的500米中段，以及西面1340米处的430米中段（图3），有两个基底片岩的潜山，穿过所有的底板沉积，向上插入到C矿体底部。在上述的两个中段，潜山的西北边都是直立的陡崖，它们原来的高度分别为60米及30米。两个潜山究竟是否为一连续的岩脊的一部分，尚不得而知；在底板的掘进巷道之间，对于底板的揭露是不充分的。在主要为水成沉积物的最上面7米以下，还有15米风成沉积层紧邻着陡崖。显然是由于西北风的切蚀作用造成的。在下面一个中段西面2200米处，即在580米中段，有一个

基底花岗岩的潜山或岩脊，其西北边缘上也有一个类似的50米高的陡崖。

这些片岩和花岗岩潜山和岩脊把东部盆地与中部盆地分隔开来，在中部盆地内，薄层状砾岩和含砾粗砂岩产于风成岩组之上的水成沉积层之中。在泥岩层当中，有一些黄铜矿和斑铜矿很贫的浸染状砂体，产于C矿体的底板以下。

在西面3700米处，有一花岗岩岩脊通过底板岩层而插入到C矿体的底部，并把中部盆地与西部盆地分隔开来。在西部盆地中，底板岩组的最上部6米岩层中，普遍存在有小型槽状交错层理，以及达到矿石品位的辉铜矿浸染体。它们通常伴有一些孔雀石的渗染体，而且与上覆的含斑铜矿及黄铜矿浸染体的C石英岩为连续关系。因之，这一花岗岩岩脊以西的经化验确定的底板，向下过渡到中部盆地和东部盆地的底板岩层中。在花岗岩岩脊的东翼，风成沉积层被含砾粗

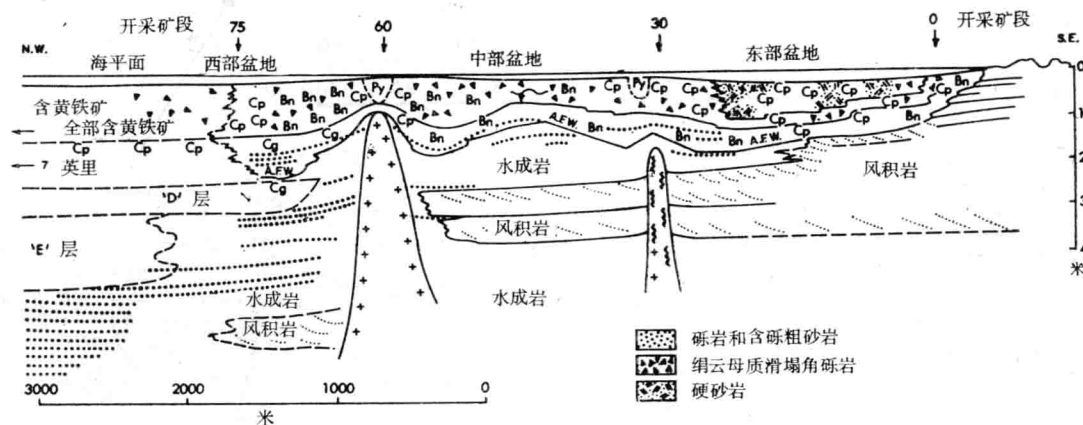


图 3 Mufulira C 矿体及底板沉积物，430米中段，说明矿物带及岩相的地层纵剖面。图中表示的是真实厚度。缩写字所代表的意义是：Bn = 斑铜矿；Cc = 辉铜矿；Cp = 黄铜矿；Py = 黄铁矿；Cg = 砾岩；A. F. W. = 经化验确定的底界

砂岩和水成石英岩代替；而在岩脊以西，含砾层甚至更为突出，最后，在4600米成为D层的含铜石英岩。同样，在花岗岩岩脊的西面，风成层为含有含砾粗砂岩夹层的水成石英岩所代。含砾粗砂岩再向西即成为夹E层泥质岩层的矿化石英岩，在以西4公里的Luansobele，该层中见有品位很低的辉铜矿浸染。

水成石英岩可根据它具有较薄的板状或透镜状的交错层的层系而易于与风成沉积相区别。前积层的二面角小于25°。与粗砂岩层密切共生，以及常有泥质层纹的夹层也是鉴别的标志。

再看一下C矿体直接底板的相：在较远的西方，是属于D层和E层的，含浸染状硫化铜的砂岩组，都是海相沉积，其下为砾质沉积；向东，它们过渡为含砾石层的无矿砂岩，可能代表海滩相沉积。在西部盆地与中部盆地的基底岩脊之间，首次发现有一风成沉积夹层，其上覆以干盐湖-湖相泥岩和砂岩。在东部盆地，干盐湖-湖泊相沉积与层位更高的风成砂岩（它几乎可达C矿体的底）成指状互层。向矿区东端，C矿体沉积物超覆在更高的风成沉积岩组的高度之上。因此，沿东部边缘，不太易压缩的风成沉积的堆积有36米厚。然而，此风成楔状体东端的最上部12米横向上，乃是C矿体沉积的无矿相。在36米厚的风成岩以下，又有30米厚的较深色的、风吹方向不同所形成的风成沉积层。在基底表面的洼地中还有局部的底砾岩。C矿体的沉积相（图3）

1961年，Mendelsohn(1961)谈到：“有经济意义的矿体边缘，除了C矿体内部和周围的无经济价值的黄铁矿区域的边缘而外，都与基底地貌无关。它们与

含矿母岩本身的侧向边界也不符合”（442页）。这一叙述的后面部分，现在应该根据对1150中段东端极好的三度空间揭露区的填图中取得的证据进行修正（图4）。该处，真厚度为10米的风成石英岩，向西被缓倾斜的海滩砂所代替。海滩砂现在已是长石质石英岩，其中夹有向西变厚的泥质薄层（现在已成泥岩）。海滩沉积与10米厚的富含铜的潮下长石石英岩及泥质粉砂岩成指状交错，后者经化验铜品位在1~10%以上；宽仅15米的海滩沉积经化验含铜在0.2%以下。但风成层则完全无矿。因此证明了从海相成因的含铜砂和泥到相邻的海滩与无矿的陆相沉积之间，有一突然的相变。

由于底板风成层中海相含铜砂岩的进一步指状穿插，使C矿体向西加厚，直至海相砂岩成为13米厚，并逐渐厚达15米。

浅海泻湖经海侵达到东部盆地的东侧，而造成呈雁行排列的C矿体的底板，以及旁侧相邻的风成岩中的水平状切蚀面。这是由于海侵面是向东逐渐抬高的缘故。

矿床东缘的西面不远，含矿层最上部6米即过渡为一种灰色绢云母质的斑杂状的石英岩，其中有主要是斑铜矿的浸染现象。在西面大约300米处，斑铜矿体的上部过渡为炭质硬砂岩，主要含黄铜矿。在西面1300米，在相邻的灰色绢云母石英岩尖灭处，硬砂岩可厚达9米。但是，石英岩仍可在硬砂岩之下保持近1米的厚度。黄铜矿是剖面上部仅有的硫化矿物，但是下伏的3~5米厚的长石质砂岩（夹有含砾粗砂岩的透镜体），含有中等品位的黄铜矿和一些斑铜矿的浸染

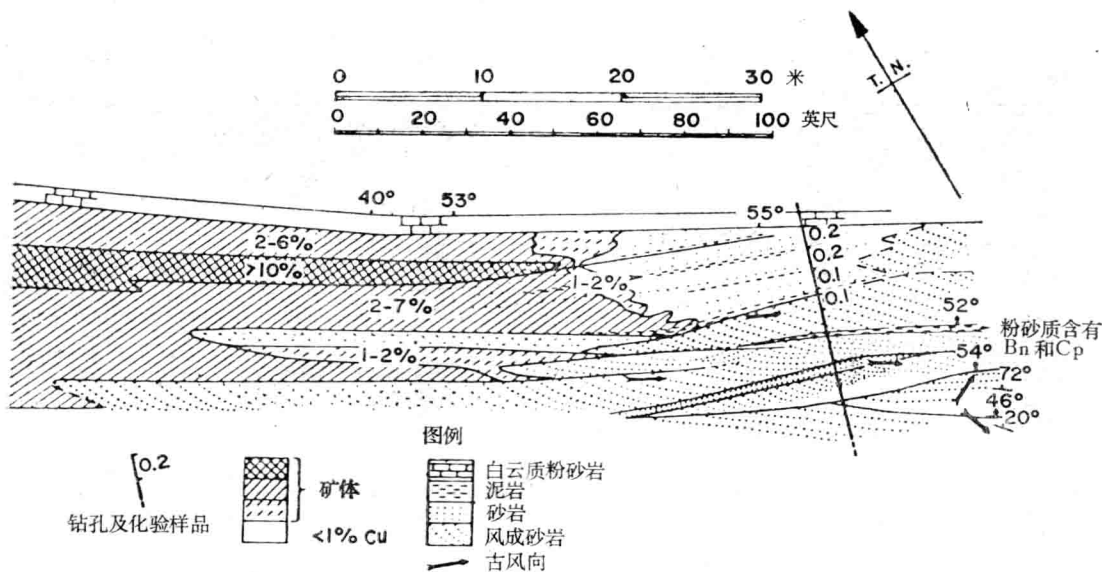


图 4 350 米中段 C 矿体东部边缘平面图。图中表示了 10 米厚的矿体及铜品位，矿体产于具有低角度交错层理的长石质砂岩中。其下部 3 米含少量泥岩，而含富矿的上部 7 米则产于斑杂状的有滑塌构造的含泥质更多的砂岩中。由于几乎无矿的砂岩楔向东变厚，故矿体向东南方变薄，上覆无矿的风成砂岩。上部 7 米铜品位 2 至 10% 以上的部分，与几乎无矿的海滩砂成指状交错，构成 8° 的二面角，此角度代表海滩原来的坡度。而海滩砂的柱状体又与 3 米高的风成砂丘成指状交错。风成岩中的前积层近 34° 的二面角指明，风系由北及北西方向吹来，但是有一个层系现在的倾角达 73°。这指明，存在有一股西面吹来的海岸风。B/C 间沉积的红层长石砂岩覆于泥质层中的白云质粉砂岩之上。缩写字符号代表的意义参见图 3

状矿，覆于底板的无矿风成岩之上。

在 430 米中段西部 1340 米及 200 米中段，有两个基底片岩的潜山，插入到 C 矿体的底部，造成了硬砂岩西部边缘的港湾。在北西潜山的上面，由于支撑体（潜山）上面的压实作用，矿体变薄，仅 12.5 米，而增加了穿过岩层的经化验确定底板的工作。在 430 米中段西面 1950 米，另有一片岩潜山，伸入到 C 底板 8 米以内。而在 500 米中段，潜山刚好到达底板；黄铁矿浸染在 C 矿体最上部厚 6 米的部位内发育，但是下伏的 8 米通常为黄铜矿的浸染体。

穿过中部盆地向西，矿体继续变薄至仅 10 米厚。它由两部分组成，上部为 6 米厚的灰色绢云母石英岩，有滑塌构造，下部为厚 4 米的带状和有些是具交错层理的长石质石英岩与含砾粗砂岩，紧靠经化验分析确定的底板。在中部盆地的西部边缘附近，矿体变厚达 16 米以上，这部分是由于经化验分析确定的底板下沉到含砾粗砂岩以下所致。斑铜矿是主要的矿物，它在整个剖面中的数量超过黄铜矿。

从 C 矿体的东部边缘向西 3700 米处，有一花岗岩岩脊侵入到矿体中约一半的附近。而在稍形弯曲的岩脊之上，一个倒转的具有平行层理的含黄铁矿纯石英岩柱状体（胶结物是白云石和硬石膏）占据了剩下

的一半含矿层的全部或者大部分。浸染状黄铜矿产于通常为灰色的绢云母质砂岩（有滑塌构造）中的黄铁矿柱状体的两侧。从岩脊再向东和西，就出现了斑铜矿，最后它的数量超过了黄铜矿而成为主要矿物。

在东侧，就在化验分析确定的底板之下，几层浅黄色的泥岩有很发育的泥裂构造，或者主要是干裂形成的构造。因为存在这样一个问题，即岩石原来是否是泥。薄的硬石膏夹层产于泥岩与砂岩层之间，上覆的泥岩和砂岩层均富含斑铜矿。含砾粗砂岩穿过一些具干裂构造的泥岩，但同样的泥岩的碎屑也可包含在粗砂岩内，搬运数百米之远而进入中部盆地（图 5）。

在花岗岩岩脊以西，矿体变厚。化验确定的底板下沉至水成的长石砂岩以及作为地层的底板的粗砂岩之下。该处，矿体有 23 米厚，下部 6 米由具有小型槽状交错层理的砂岩（中含辉铜矿）组成；上部 12 米通常为灰色绢云母质的滑塌角砾岩，其中以浸染状斑铜矿为主。

在西面 4500 米处，整个 C 矿体的大部分的矿化变得以黄铜矿为主。而刚好在 4600 米以西上部 12 米的部位中就变为黄铁矿质的。在底板附近伴有少量稍具经济意义的黄铜矿。再向西 5 公里，C 硬砂岩有 18 米厚，具有很好的黄铁矿和闪锌矿浸染状的矿化，其中锌可

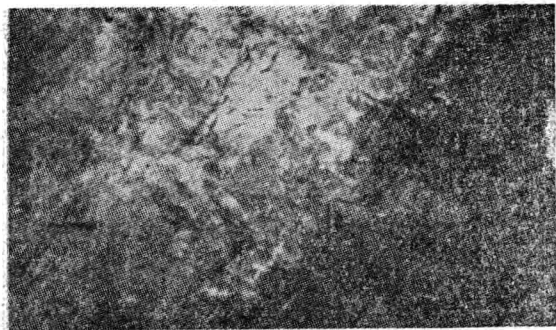


图 5 Mufulira第1400英尺中段。中部盆地C矿体的底部，薄带状富含铜的泥岩和白云质砂岩（推测为藻纹层）被1米厚的经分析含铜约2%的含砾粗砂岩所覆，大型的淡黄色无矿的泥岩碎屑被一狭窄的粗粒斑铜矿和黄铜矿的环圈所包围。石英和长石的碎屑并未被硫化物围绕，尾端部分比泥岩碎屑的中部的厚度要大。这说明几乎未经磨蚀作用，证明是藻类支撑的结构

达2%。

除了西部盆地的具有槽状交错层理的冲积相砂岩中有产于底板的具工业品位的辉铜矿而外，形成于C矿体下部的品位达3~3.5%的浸染状斑铜矿和黄铜矿，都产在水成的粗砂岩、具有交错层理和平行层理的砂岩、以及由西而东越过基底花岗岩和片岩岩脊并

覆于三个盆地的底板沉积物之上的海侵薄层状泥岩之中。然而，矿体的主要岩性剖面，是由下伏的一种特有的灰色斑杂状绢云母质石英岩（它被解释为滑塌角砾岩）所组成。在东部盆地，它逐渐过渡为含碳酸盐的硬砂岩，并有特征性的黄铜矿。

东部盆地的海侵作用主要是覆于风成砂之上。其中，砂丘的垂向堆积作用和侧向侵蚀作用与泻湖中海相沉积物的沉积作用是同步的。在最大海侵时期，砂质的砂丘与海滩砂系同期产物。但刚刚向西一些，它即与潮下的含铜砂和泥（现在已成为滑塌角砾岩和碳酸盐质硬砂岩）是同期产物了。

海侵作用超越花岗岩和片岩的岩脊之后，最终会由于一些砂丘的障壁而停止，并会持续相当长的时间，在这段时间里沉积了9米厚的C硬砂岩。正如后面要讨论的，这种硬砂质沉积物压实以前的原始厚度在20至27米之间。由于来自泻湖斜坡的脉动的浊流作用，沉积作用进行得缓慢。Fleisher(1976)记录了覆于矿体底部的基底潜山之上的一个小型叠层石生物丘构造。

B/C 间沉积物和矿体

与B和C矿体的层位相比，此沉积岩组具有较小的厚度以及较小的相变（图6）。

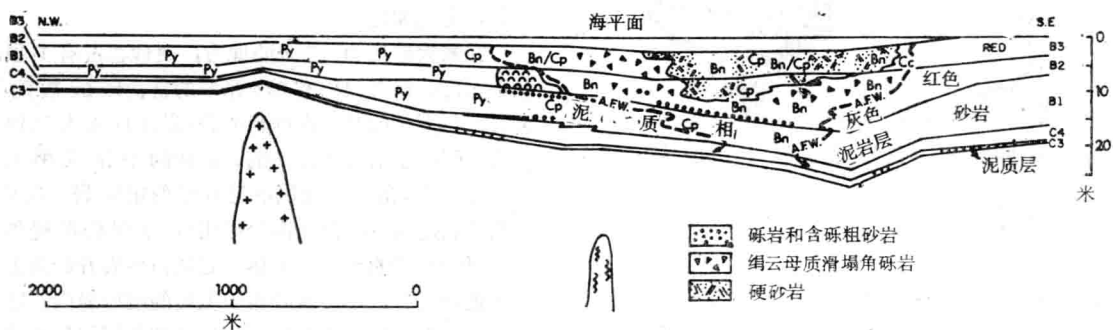


图 6 Mufulira B矿体和B/C间的沉积物，纵向地层剖面表明了矿物分带和岩相。缩写字代表的意义参见图3的说明

底部泥质层是一层0.5~1米厚的白云质粉砂岩的广泛展布的席状体，它不仅覆盖了C矿体，而且也覆盖了东面的风成沉积。而风成沉积最终又被这样一种细粒的主要是化学的沉淀物所切蚀，这是令人费解的。只有突变为萨布哈条件，似乎是最为合理的解释。它原来含有硬石膏，这有利于使之淋滤和风化成为矿区上部诸中段中的含锰的粉砂质泥。

B/C间沉积物在东部盆地的东缘总共有12.5米厚；到了中部加厚到13.8米；到了两个片岩潜山上时，减薄至9.9和9.4米；而到了中部盆地与西部盆地之间的花岗岩岩脊之上时，则渐渐变成5米厚了。

在薄泥质层之上，是一套薄的不含长石的石英岩与页岩的层序。底部有白云质条带，其上有粉砂岩条带。在东部边缘仅厚1至2米，但是到了中部盆地和东部盆地的西缘，则分别加厚到2.5米和4米。原因是页岩层数增加，可能上覆的石英岩有所减薄。在此东部盆地的中部和西侧，从C矿体的东部边缘向西，由900到1350米处，均有很好的矿化，并已与其上和其下的矿一并开采。某些石英岩条带含铜达10%以上，大部分是斑铜矿；石英岩条带之间的页岩条带是无矿的，或者矿很贫。在中部盆地和西部盆地内，石英岩条带成为页岩之间的粉砂岩条带，大多无矿化现象，或为

黄铁矿化。再向西，一种薄层状的泥质白云岩呈夹层状出现，层序则减薄至2米或更小。

B/C间沉积物层序的上部，是白色长石质石英岩，在东部盆地的东缘有11.3米厚。再往东，它渐变成红色的长石砂岩。向西，它的厚度一直到盆地中部都是稳定的，具有中等程度的斑铜矿浸染，并与上覆的B矿体的斑铜矿相连接。从盆地轴向西，一种含小砾石的粗砂岩条带产于剖面的中部。在东部盆地的西部边缘附近，这种石英岩减至7.7米厚，尔后，至片岩潜山之上，减至5.7米。部分地是由于近底部出现页岩条带，这是根据对条带状页岩和石英岩进行测井时记录出来的。然而，从这个潜山稍向西，到中部盆地之上，石英岩的上部由于层间侵蚀而解体成为很多小片和小块（图7）。在这种砂岩角砾岩的台地上，有白云质的叠层藻生物丘发育起来，而且生长到了上覆的B



图7 B/C间沉积物顶部层间角砾岩的砂岩块体上发育的叠层石。B矿体的西部边缘，1650米中段。右方是层状钙质石英岩，具斑铜矿浸染。根据照片描绘

矿体层位中。生物丘和角砾岩总厚6.8米。再向西，有一个2.9米至2.8米厚的藻生物层，展布范围在2000米以上（Paltridge, 1968）。生物层中有薄的粗粒长石砂岩的透镜体，中含辉铜矿，但是含白云质较多的部分则几乎无矿，这正好与生物丘东面的很好的斑铜矿矿化作用成对照。

总之，B/C间沉积物在东面具有陆相红层的长石砂岩性质。向西变为粉红色，然后变成白色的长石质石英岩。其中的斑铜矿产于第一层的泥质夹层中（可能形成于半咸水性质的干盐湖的湖水），随后进入较浅水的沉积物中，后者具局部侵蚀现象，并发育了并无经济意义的具矿化的藻类柱状体和藻席。Paltridge曾谈到过一个有砂坝的泻湖，湖底为绝氧的条件。但是该条件与从C和B矿体形成的浅海泻湖所获得的那

种条件显然有很大的不同。

与其上的B矿体层位不同，在红层之间有大的间断，而在B/C间沉积物中，向西500米有铜的硫化物产出。

B矿体层位的沉积相

与C矿体的情况类似，B矿体两侧的边界亦与岩性上的相变相吻合（图6）。铜的硫化物仅局限于海相沉积物之中，而大陆相沉积物中是无矿的。

在东部，红层长石砂岩是无矿的。在辉铜矿沿层理面已转移数米、并沿着邻近的节理散布近10厘米的地方，例外地可有少量的无经济价值的矿化，这就是教科书中关于后生渗滤作用和交代作用的实例（Garlick, 1967）。

向西，最早的辉铜矿浸染作用发生在灰色的长石质石英岩中，造成B矿体的东部边缘，并覆于平行的C矿体的东部边缘之上。在大约西面30米以内，有十分富集的斑铜矿浸染体。B层在沿走向60米长的灰色斑杂状或有滑塌构造的石英岩（它含有15%以上的钾长石）范围内，从3米加厚到8.2米。它首先是发生在上部层位，突然过渡为碳质硬砂岩。硬砂岩含有不到4%的长石，但有10~15%的绢云母，它向西延展1200米，在东部盆地的轴部达到9.5米厚。虽然斑铜矿是主要的硫化物，但是黄铜矿也很重要，特别是在中部，更是如此。

在最大厚度为9.5米的地方，硬砂岩占有B层的整个厚度，仅在顶部有0.5米厚的富含碳酸盐的石英岩。与下伏的具有含砾粗砂岩底部的C矿体所作的比较表明，东部盆地轴部的B矿体的底界应相当于B/C间沉积物的上部沉积单元中部的粗砂岩（B/C间沉积代表造成B泻湖的海侵作用），这种沉积提供了14米厚的很富的斑铜矿矿体。它从粗砂岩开始向上通过灰色石英岩，尔后又分布于上覆的硬砂岩内。这种底部粗砂岩可能和西面的生物丘底部的层间侵蚀角砾岩相当，在这种情况下，生物丘的整个高度代表了作为B泻湖下部层位的堡礁（见图8）。

硬砂岩的东部边缘和下部三分之一的硬砂岩以及下伏斑块状灰色石英岩，含有高品位的铜，在6~14%之间，大部分是斑铜矿。但在西部，上部三分之二的硬砂岩和灰色石英岩中，铜的品位则不到前者品位的一半。在近盆地的西侧，B矿层减薄至7.1米以至6米。在该处，在硬砂岩西部边缘以外，斑铜矿浸染作用的主岩是具有滑塌现象的斑杂状灰色石英岩。

在叠层石生物丘之上，B层变薄，仅3.7米。该处，含斑铜矿的灰色石英岩因有富含碳酸盐的砂岩的斑块而呈斑杂状。这证明在生物丘之上的砂岩中，有



图 8 B 矿体西部边缘的生物丘，500 米中段。生物丘的右边缘是在白色箭头之间斜向延展的。右下角的叠层石经压实后有 1 米宽，1 米高。压实作用扭曲了白色的白云石的壁层，使之相对于暗色的泥岩歪向右方，而另一些叠层石则歪向左方。下面的三层叠层石埋于白色的砂岩层之下，后者向右延展，覆于弱含铜的泥岩之上。藻类的活动连续进行，8 层叠层石反映了地质铁髓左上方的生物丘的生长发育。注意相邻的叠层石的白色外壁之间的薄层暗色泥质充填物，它表现出一种犬牙交错状的褶曲，证明生物丘生长发育中有压实作用，可能相当于右方的暗色含铜泥质岩的压实作用，在后者的顶部亦会有白色藻生长体。上述富含铜的 B 矿体的砂岩向左方延展至生物丘之上，在该处，它较贫（铜在 2% 以下）。白云质斑块，乃是生物丘上面的砂层中有藻类持续生长而形成的

藻类的继续生长 (Malan, 1964)。在以西的 200 米范围内，灰色石英岩持续保持了 3.8 米的厚度。但是斑铜矿却被无经济价值的黄铜矿矿化所代替。再向西，黄铜矿又让位于灰褐色的多孔状泥质砂岩中的黄铁矿浸染作用。这种情况遍及中部和西部盆地之中。

A/B 间沉积的相

此外，这些 A/B 间沉积与矿体沉积物的比较表明，它只有轻微的侧向相变，但厚度却有明显的有规律的变化。

下部白云岩平均厚度 5 米，但是到了东部盆地的东缘，则只有 4.7 米厚了。在下伏为 B 硬砂岩的地方，整个盆地都明显地表现出其厚度增厚，在 6 米以上。这表明硬砂岩有一种轻度的但是快速的压实作用。近西部斜坡的地方，在 B 矿体的西部边缘的生物丘上面，白云岩变薄至 4 米以下。由此，到了中部盆地中，它又加厚至 6 米。它是一种白色到浅红色的结晶白云岩，含有将近 30% 的硬石膏。在底部附近，它是块状的和硅质的，但是在近顶部处，则呈明显的层状。在盆地的中部，B 硬砂岩的矿化现象向上连续出现，大部分是斑铜矿。在白云岩中，也有 1~2 米的矿

化。因为这种白云岩席状体展布很广—沿走向至少有 32 公里，沿倾向追索到 2 公里处，还没有什么尖灭的证据，因之，可作为勘探工作中的一种理想的标志层。

顶部 0.5 米是粗砂质的标志层，泥质杂基中含粗大的石英颗粒，但是没有长石。在东部盆地的轴部地区，有很好的辉铜矿和沥青铀矿化。但是这 15 厘米厚的矿化被上覆的 10 厘米厚的具有藻成构造的无矿白云岩所中断。与 B/C 间沉积中的矿化页岩相类似，它成为 Mufulira 的例外，是在于它含有 35% 的黑云母、绿泥石和铜的硫化物。

下部白云岩之上的块状页岩，由含 50% 的绢云母、黑云母但缺乏硫化物的、厚 2~3 米的块状泥岩所组成，碳酸盐所含甚少。与下部白云岩类似，它在大面积范围内也是稳定的。但是厚度变化难以测量，因为上覆砂岩层的滑塌，在原来水塑性泥质物中的不同深度，形成了大规模的重荷模构造。(见图 9)。

由于下部白云岩层中的白云岩和硬石膏代表萨布哈蒸发作用也就是碳酸盐和硫酸盐（可能还有岩盐）是在非常平坦而广阔的潮上带所进行的地表结晶作



图 9 A/B间块状页岩顶部的长石质砂岩的重荷模。砂质陷入水塑性的泥中，后者有刀尖状接触边界。砂质向上挤入两个大的重荷模之间的泥中，并覆于左方的重荷模的顶上。显示出一种砂与泥的混合作用，两个重荷模之间的香肠构造，可能是由于比较坚硬的砂岩体之间的垂向泥柱的晚期压实作用而产生的。左上角的叶状体是重荷模，与下面的大型重荷模相比，具有较大的移动性。原始的倾斜系从左向右，向南南西

用，所以，造成B矿体的浅海泻湖必须被全部充填，这样才能造成平坦的萨布哈性质的地表。因此，下部白云岩的厚度变化有很大意义，它指明下伏的B硬砂岩遭受了很快的压实作用。由于蒸发沉积跟不上沉降作用，在漫过东部盆地的浅海中，形成了矿化了的粗砂质页岩，随之迅速沉积的是薄板状藻白云岩。上覆块状页岩中缺乏藻白云岩、有机炭或硫化物，说明它沉积于广阔延展的干盐湖型的湖泊中，这种干盐湖充填了下沉的萨布哈地表。具有交错层的砂岩层和薄页岩层充填了此干盐湖，造成了平均厚度达11米的A/B间沉积层，在盆地的中部可加厚至13米。

A矿层的沉积相

在东部盆地的中部，夹数层薄层砾岩的厚达7米的浅红色粗粒长石砂岩，含一有硫化铜的浸染的透镜体。矿化主要是辉铜矿，近2米厚，沿走向有600米长。它在盆地斜坡上侧向的相应层位是无矿的红色具交错层的陆相长石砂岩，它覆于具有页岩夹层的A/B间沉积的相同岩层之上。

在盆地的东部边缘，存在着厚10米的此类红色长石砂岩，在其顶部附近有数层含砾粗砂岩和一薄层泥岩，后者可能是A硬砂岩的无矿同期物，但是很难进行对比。显然，此剖面的顶部3米进入盆地后即很快

地加厚，成为10米厚的A矿体，它由下部1米厚的灰色石英岩、其上为4~5米厚的硬砂岩、上覆为5~4米厚的含有10%左右碳酸盐的灰色绢云母质石英岩所组成。

矿体在岩相及在硫化物分带性上两侧是对称的。富辉铜矿浸染体突然地在两侧边缘形成，含铜10—15%的部分可达2~3米以上的厚度，其两侧和下伏是红色至浅红色的长石砂岩。灰色的长石质石英岩中的这种矿化作用，在中部过渡为硬砂岩或上覆白云质石英岩中的辉铜矿浸染体，在该处，品位较低——除了硬砂岩的底部和顶部铜品位在10%以上外。品位近5%。在硬砂岩的中部范围，有两个黄铜矿的斑块，其周围是斑铜矿，但在该处，硬砂岩的下伏岩石仍为富含辉铜矿的浅红色至灰色的石英岩，这与边缘的情况相似。

A硬砂岩是比B和C矿体为粗的岩石，它有很明显的粒序层理。有两个薄层石英质砾岩，稳定地穿过A硬砂岩的整个走向，这证明它是一股很强的浊流的形成物；砾石的直径达10~15毫米，它主要由石英和少数花岗岩以及大量硬砂岩碎屑组成。

还有另外一种特点，它不同于下面的硬砂岩。A硬砂岩产于A矿体底部附近，其上为厚度相同的矿化很好的白云质绢云母质石英岩所覆。这种情况在估计

压实速率时已一再地指出了。

顶板岩组

覆于A矿体之上的泥质石英岩是一种具有模糊的不规则层理的分布很广的泥岩，有许多轮廓不清的长石砂岩透镜体，以及大量的薄层状和透镜状石膏或硬石膏（在深部是硬石膏）。最先认为是一种潮间泥坪环境，Renfro复查的结果，确定它为潮上萨布哈沉积，因此，把大量的硫酸盐解释为蒸发岩。它包括两层薄的红色白云岩层，在剖面的中部，有73米厚的具交错层的粗粒长石砂岩，其底部有薄的白云岩和页岩；顶部12米是玻璃质石英岩，其底为白云岩和页岩。这种石英岩含黄铁矿和少量黄铜矿，直接位于上Roan组巨厚的白云岩之下，沿走向可追索达100公里。黄铁矿层向东南可追索13公里，在该处，它过渡为斑铜矿和辉铜矿的浸染状体。

这种顶板沉积在矿区有73米厚，向西北10公里加厚至93米，但再过去2公里，又变薄至原来的73米。在整个走向范围内，作为标志的粗砂岩和玻璃质石英岩，总是位于同一层位，并几乎具有同样的厚度。这种情况表明，当时的沉积表面总是比较平坦的，其斜坡不超过1°。还有，原生的砂质泥中的硬石膏和石膏，与大陆相粗砂岩和长石砂岩成交互层，这都证明它是一个萨布哈环境。

压实作用的小型证据

泥裂构造（图10）

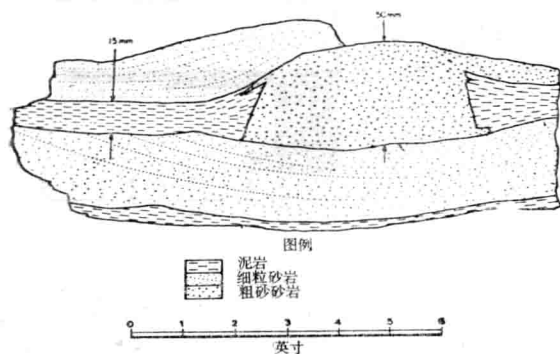


图10 C矿体之下的无矿的泥岩板状体，具有鱼尾状末端。Mufulira第1450中段，58块段（440米中段）

在中部盆地的西坡，C矿体的底覆于交互成层的长石质石英岩与薄的泥岩之上。位于矿体之下的这些浅黄色的泥岩层，大都具有壮观的干裂构造。垂直的砂质柱体充填了同生的泥质薄片之间的原生长方形裂

隙（图11）。这些砂质的长方形柱体（现已变为石英岩），沿层理方向常较它们的厚度更宽，而且在任何一边，其性状都好像是泥质板片之间的不可压缩的柱



图11 中部盆地西侧，Mufulira 1400英尺中段。位于C矿体底部泥岩中的干裂构造，原来为藻席。含铜2~6%的矿石由斜线表示。分析品位的界线截然地切过两个大的灰色的具有鱼尾状末端的泥岩板片的底部，并且在左上方挤进中部剖面。这都表明干裂构造的存在。宽的干裂缝中的粗砂（粗大的黑点者）有轻微矿化，但向不规则的薄片的右方向下直到砂质充填物的中部，砂质物中均富含斑铜矿。右上方的泥岩层有较少的泥裂现象，指明出露水面少了。其中富含斑铜矿，而且在紧邻的砂质部分内甚至有更富的斑铜矿。矿体下面的浅黄色泥岩广泛分布有泥裂构造，它是无矿的。这证明矿化不是来源于下面的层位中。据照片描绘

体。砂质的柱体在顶部常向着上覆层的方向而变圆，其底部也有类似情况。相对于其两边的泥岩略有凸起之感。

在这些砂质柱体附近，泥岩曾保存了其原生的一些厚度，因此在砂质的柱体的最大高度可能达到50毫米之处，泥岩碎片的鱼尾状末端可以有25毫米高，说明压实了50%。然而大多数的原生泥质已被压成薄板状体，平面上呈长方形或多角形，产在鱼尾状末端之间其厚度只有15毫米。这种现象说明，具有干裂构造的泥质层已经压实到原来厚度的30%。原来的泥质层在干裂作用过程中，还发生了部分地脱水，观察到收缩的面积大约占三分之一。表面积减小到三分之二的这种情况，是与垂向上的变薄一起发生的，它可使体积压实至20%，或者说5份压缩至1份。

因此，如果没有发生部分地变干和干裂，则原来50毫米厚的泥质层，一般就会压实到10毫米厚，而不会保留其原来厚度的证据。沉积物的压实作用，特别是水成的沉积物的压实作用，大部分是由于粒间水的压出引起的。所以，这些鱼尾状的泥质板片，原来要含

有几乎四倍于其体积的水。对这些泥岩薄片所作的观察表明，一般它们的细粒石英粉砂含量相当于由粘土矿物转变而成的绢云母的量。化学分析表明，绢云母和绿泥石不到60%，因此，泥岩原来可能是含泥的粉砂，而不是粘土。粘土原来的孔隙度为43~50%，所以说明它只有50%的压实。有意义的是泥炭具有高达92%的孔隙度。

因此，这些具有干裂构造的薄泥岩，并不属于能说明它曾经受了如此高度的压实作用的泥岩类型。在这里，象在滑塌角砾岩中的情况一样，在解释上存在着一个很大的矛盾。

具有棒状末端的碎屑

在中部盆地，C矿体厚300米以上的底部是以近3米厚的含砾砾质粗砂岩为标志，向西，它变薄并覆于花岗岩岩脊两侧的具有干裂构造的泥岩层之上。将近120毫米厚的泥质薄片和板片并入到含砾的粗砂岩中，与其它的石英和长石的碎屑不同，它们包了一层粗粒硫化铜的外皮，尽管浅黄色的泥岩是无矿的。

再向东，含砾粗砂岩覆于200毫米厚的泥岩层之

上。泥岩中有细粒的富斑铜矿浸染，使岩石呈现出紫的色调。这个具有向东的原始倾斜的层，曾遭受侵蚀，向西，并被粗砂岩所覆。这种浅紫色的泥岩碎屑，可见于含砾粗砂岩中，向东可追索100米，其外表包了一层富斑铜矿的外皮，但有一个10毫米厚的贫硫化物的边缘。

少数这样的碎屑，不管是无矿的，还是有矿化的，都因搬运而被磨蚀，但是大部分都有典型的棒状的末端，很多表现出由于碎屑中部受挤压而形成的鱼尾端。这些棒状末端和鱼尾端的形成机理多年来一直是个谜，但是向西露出了具干裂表面的泥岩，它们是由于压实作用而致的成因就很明显了。

还有一个问题未解决，即这些原始的泥的碎屑（其中一部分发生了干裂，而含铜的碎屑可能并未发生脱水作用）怎么会有足够的粘结性，以致能经受得住300米的搬运磨蚀作用，而且以后又经受了产生鱼尾状末端所需要的强烈的压实作用（见图12）。答案是与这些泥岩碎屑的硫化物包皮的形成有关。解释如下文。

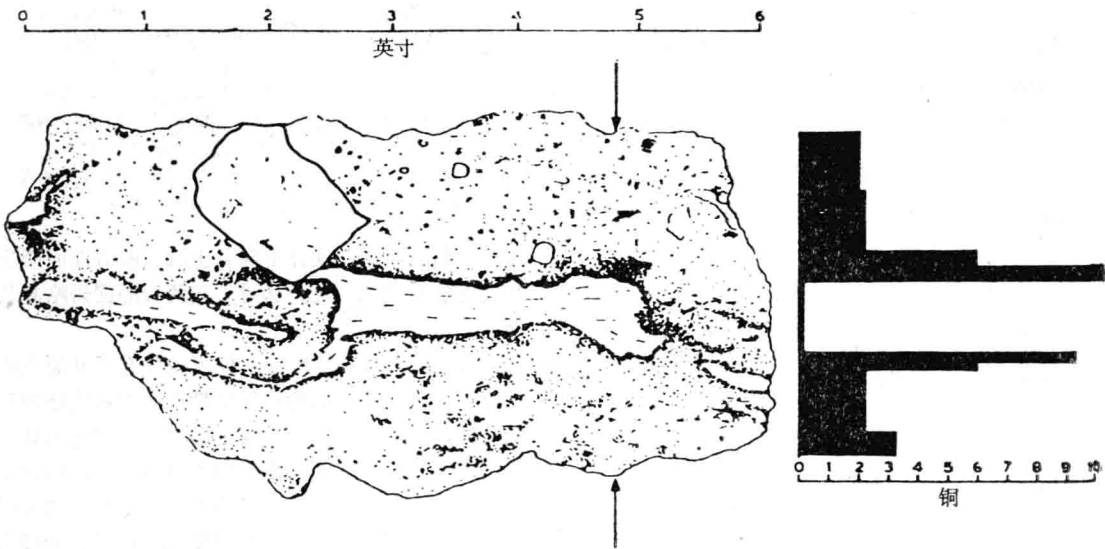


图 12 Mufulira C矿体底部附近的含砾粗砂岩。其中，无矿的具棒状末端的页岩碎屑具硫化物包壳。右方的化学分析图指明了两箭头之间的切面中的铜品位。它表明，泥岩中只有0.14%的品位，这与其两边缘的9~10%铜品位成鲜明对照(据澳大利亚矿山和冶金研究所材料复制)

生物丘

生物丘中的叠层石由中心部分呈缓穹状的具灰色层纹的白云质泥岩和周围比较致密的白色白云岩的侧壁组成。叠层石柱体之间的狭长的充填物，是暗色的泥质沉积物，它与白色的碳酸盐侧壁的关系，典型的是皱成为相邻叠层石柱体之间的犬牙交错的形状。这

是由于生物丘的压实作用以及原来几乎是直立的侧壁崩塌所致。泥质的中心部分有近水平的层理，它未反映出这种压实效应，很可能，压实作用的主要原因是叠层石这一部分中粘结沉积物的藻类的粘液物质的脱水作用。而孤立分开的叠层石则常常表现出强度较大的碳酸盐侧壁插入到上覆或下伏的松软沉积物中的现象（见图13）。



图 13 500米中段B矿体西部边缘的叠层石,表明了压实效应。铁锤把通常指向北方,而锤尖是向南的,倾向北,倾角45°。叠层石顶部的层纹状沉积物缓缓地向上凸出。但是,由于起粘结作用的藻类粘液物质的损失而引起的压实可能达到50%之多。它导致比较坚硬的碳酸盐侧壁之间的这些层纹变得平坦起来。邻近的叠层石的白色的侧壁(它有薄的暗色泥质充填物)整个都一起被褶皱成犬牙交错状。它指明,有25%的压实。在碳酸盐侧壁的压实很少的情况下,与叠层石的中部有暗色层纹部分相比,前者向上可插入到上覆和向下插入到下伏的中部层纹中。注意覆于白色的侧壁之上的层纹是上凸的,而在不规则的碳酸盐侧壁之下的层纹则下凹,见铁锤尖的左方

滑塌角砾岩

在浅色的砂岩和暗色泥岩几乎是直立地交互产出的地方,曾观察到一种类似的犬牙交错的褶皱,其轴面平行于层理。这种现象被归因于滑动和角砾化之后沉积混杂岩(Sedimentary melange)中的压实作用。下面将要详细描述(见后面的图23)。

三个矿体的叠置

在Mufulira,矿化作用在位置上最明显的特点就是在东部盆地,A矿体叠置于沿走向延伸略长的B矿体之上,而B又覆于C矿体之上(图14)。在1400英尺中段以下,C矿体可分布于整个中部盆地和西部盆地。在此中段以上,B矿层为黄铁矿质,而A层是无矿的。然而,在东部盆地,三层硬砂岩的重叠情况比起矿体的叠置情况更为清楚。这种特殊的岩相的重复出现——高含铜的-含碳的-长石质的-云母质的砂岩,它含有将近20%的由粘土和粉砂转变而来的绢云母杂基,并具有粒序层理,按Pettijohn的定义,应属硬砂岩(Garlick, 1967)——是更有意义的,如图15所示,平面上具有如此密切一致性的三层硬砂岩的原生垂向叠置现象指明,对于硬砂岩、碳、铜和硫来说,

存在着共同的成因。一个明显的解释就是,所有这四者都是沉积于泻湖底部停滞水中,这个泻湖是已被无矿的沉积物充填了、又被覆盖了,经压实后,又形成一个上覆的泻湖,转而它又被更多的缺氧沉积物所充填。尔后,这种作用过程出现了第三次重复。

有关硬砂岩方面的更多的内部相关关系的研究正在重新进行。首先,三个东部边缘很平直,它在北面稍向西倾斜,而且几乎是相互叠起来的。向西方,上面的两个变薄而逐渐地消失不见;C硬砂岩的西部边缘则围绕两个基底片岩潜山的东坡和北坡呈不规则状;南面的潜山在660英尺中段处的C矿体的底部被切蚀。所有这三层硬砂岩,在潜山的北坡和东坡都很厚。C硬砂岩和A硬砂岩到了岩脊的顶部全部缺失不见,这些“间断”明显地呈东西方向,与岩脊的脊平行。然而,对于A硬砂岩来说,则有60米厚的沉积物加进来,这是由于压实作用导致“遥控作用”的一个实例。

在1400英尺中段出露很好的北面的潜山,具有尖的峰脊,它明显地突出于C矿体的正常底板之上;C硬砂岩在东坡和北坡之上较薄,而且到脊部就缺失了。潜山周围的C和B/C间沉积物所发生的压实作用,造成了上覆的B硬砂岩中椭圆形的缺失区。在脊顶的北面仅120米处,B硬砂岩可厚达6米,持续的压实作用使潜山对A硬砂岩西缘同样起到一种遥控作用。A硬砂岩围绕潜山的西南侧、东侧和东北侧发生卷曲、顶部缺失。

在此潜山的北侧,诸硬砂岩的厚度变大,可能是由于水成沉积物底板的压实作用(这种水成沉积物位于北面垂直风蚀面的翼部)、随后又由于C硬砂岩的继续压实,使B硬砂岩得以在更深的水中发生沉积。

三层硬砂岩的这种明显的北—北西向的延展,在2650英尺(810米)中段,由于该中段高度以下的100米厚的基底片岩长形岩脊的存在,而被截断(Annels, 1979)。在此岩脊的南面,不管是B矿体,还是A矿体,都尖灭了,但是C矿体却继续覆盖在该岩脊之上,它也覆盖了东部盆地西面的潜山和岩脊,虽然它在许多的脊顶之上发育成隐蔽的“黄铁矿质间断”。三层叠置的硬砂岩的平面观(如图15),充分地证实了它们的分布都避开了古地形上的高点,而且它们在东部盆地的中部最为发育。因此,在东部盆地中,C矿体硬砂岩的平面,变为呈重叠状产出的B和C硬砂岩的控制面。然而,C硬砂岩平面不能归于底板沉积的压实作用,原因是(特别是在盆地的东半部中),它们主要由风成的砂丘所组成,这种砂丘砂是不易遭受压实的。这已由一般是将近34°的二面角的埋藏现象所证实,这

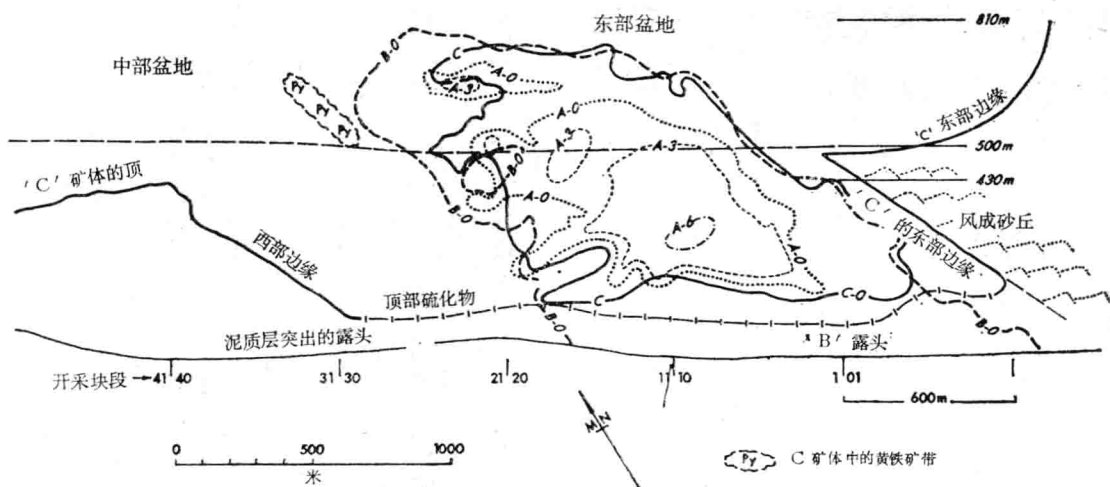


图 15 在展开的平面上三层硬砂岩的叠置。据Brandt等 (1961) 及Annels (1979) 的平面图综合绘制。伸至C矿体底部的基底潜山如斜线所示。潜山的坡可伸至C矿体以下25米的深度。岩脊的顶峰以晕圈间的实线表示。实线上的C-O=C硬砂岩的零等值线, 断线上的B-O=B硬砂岩的零等值线, 点线上的A-O, A-3和A-6=A硬砂岩的零米、3米和6米等值线。只有B硬砂岩达到了地表, 形成稀见的露头。在经漂白化的地表之下仅25米处, 有孔雀石的矿染。图中画出老的200英尺采矿块段作为参考。

个角度是现代砂丘上的滑动角的大小。插入到上面的干旱的砂丘地貌中的基底潜山, 以及小型的干盐湖, 对于C矿体的分布确有一定控制作用。这个问题将于下面讨论。

形成这三类硬砂岩的原来富含水的泥质砂的压实程度, 有很大意义。对于压实作用进行估价所作的尝试, 可以根据有叠置矿体的地层剖面进行。

对于硬砂岩的压实作用的估计

以下几点假设是合乎情理的: (1) 萨布哈沉积原来是水平的; (2) 风成砂岩是不可压缩的, 因之保留了原来的 34° 的倾斜角, 这是砂丘背风坡风吹砂的休止角; (3) 覆于花岗岩和片岩潜山之上的纯净砂所遭受的压实作用要比泻湖中的泥质沉积物的小。

在绘制图14所示的地层剖面时, A矿体的顶部被认为原来是一个水平的地表。所有的地层都按照它们的真厚度, 从这块地表上“挂”下来、向下直至各开采区段的C矿体的底^①。因此, 所有的岩层都表现出了倾斜的形状, 这种倾斜性是由于层间侵蚀作用、各种不同的沉积作用以及压实作用造成的。垂向比例尺都扩大了。

推论

1. 在萨布哈事件以前, 有C硬砂岩及其共生沉积进行堆积的浅海泻湖, 为潮湿的泥质硬砂岩所充填。在西部基底潜山之上, 有较纯净的砂, 在东部则是砂

丘。如图16所示, 对于湿的C硬砂岩来说, 这需要有20米的厚度。

2. 在有泥质薄层的萨布哈蒸发盐沉积以后, 随着B/C间沉积物堆积重量的逐渐增加, 湿的C硬砂岩从原始的20米厚压实到接近现在的6.7米的厚度。这导致上面的地表下沉达13.3米。

3. 在这个凹地中, 第二次海侵形成了一个超覆于东部盆地C矿体沉积和硬砂岩之上的泻湖。含砾粗砂、砂和泥质粉砂沉积之后, 至少有13.4米厚的湿的B硬砂岩充填了洼地。在西面同时沉积的是压缩性很差的砂和藻丘; 东面同期沉积是红层长石砂岩。这一概括, 是根据类似推定充填泻湖的湿的C硬砂岩的方法来推定的。

4. 在下部白云岩的萨布哈碳酸盐和硫酸盐沉积之后, 湿的B硬砂岩的初始压实, 可使海水作短暂少量的侵入, 同时, 导致了薄层含铜的被藻白云岩覆盖了粗砂岩标志层的形成。

5. 后来的陆相红层和干盐湖沉积物的重量, 导致B硬砂岩进一步的压实, 它由原先的13.4米厚度压实到接近它现在的6.7米厚, 同时, 上覆岩层和地表面下沉了6.7米。

① 意即以A矿体的顶部为一等时的水平面, 按位置向下画出各地层柱状剖面, 再连接各剖面上的相当层位, 即成为联合柱状剖面图, 剖面画至C矿体的底。如图14所示。——校者。