



区域变质成矿作用与变质矿床的评价

(着重变质水及有关问题)

罗耀星

地质研究须注意两个观点：一是演化的观点，只有研究其发生、发展和转化的全过程，才能真正了解地质现象；二是综合的观点，自然界是互相联系的，地质现象的形成绝非一种地质作用，只有综合认识，并查明不同阶段的主导因素，才能避免片面。研究变质矿床，这两个观点尤其重要。

区域变质成矿作用

区域变质矿床的形成既包括变质原岩或原矿的形成过程，也包括变质成矿后的叠加改造。但区域变质成矿作用主要限于与区域变质有关的问题，按演化的观点划分，大体可分下列四种类型。

(一) 变质结晶重组成矿作用 主要因素为温、压、应力及化学组份。一般包括重结晶及组份重新组合两项内容。除水及 CO_2 外，一般无可观的组份带入带出。与其有关的矿床为受变质矿床和变成矿床。

(二) 混合岩化交代结晶成矿作用 为上述成矿作用在区域热流继续增长时的进一步发展。应力已基本不起作用，但有广泛的流体相参与。为以熔(溶)浆为介质，组份间发生交代形成结晶聚集的成矿过程。与前述成矿作用之不同主要在于组份交代代替组份重组，因而有组份带入带出，结晶亦粗大。其中“水”起了一定的作用，但未形成独立的“热液相”。大致相当于董申葆的混合岩化主期交代矿床(原地交代型及伟晶岩型)。

(三) 变质水成矿作用 为变质过程中形成的含矿热液，在一定条件下充填或交代形成矿床。其主要特点为“水”介质条件及组份带入带出。与前述两作用之主要区别在于前两者的聚矿过程在时、空方面(除部份伟晶岩型外)均大体上与变质岩同，而变质水则否。有关矿床为变质热液矿床。

变质反应中对于水和 CO_2 ，系统是开放的，水和 CO_2 为完全活动组份，在变质过程中不断被释出，在岩石中经常保持饱和状态。尽管在不同变质程度，它们的含量不同，但不发生因水和 CO_2 不饱和而影响矿物组合之事。只有当钾、钠开始活动时，交代作用才开始。当只有水和 CO_2 为活动组份时，岩石成份不变。水主要起催化剂的作用。因变质作用只有在有水溶液存在时才会开始进行，水强化造岩组份的化学活性，促进物质溶解，增加参加反应的有效粒子，加快扩散速度，加速变质反应。水自己不进入晶格，不直接参加反应，但在反应中促进矿物的形成。例如，石英只有在有水时才能形成，无水高温时，形成鳞石英或方石英(谢绵年科)。另一方面，该开放系统依温、压及水的含量和水的化学势而变化。在一定条件下(温度、水的化学位和含量的变化)水直接参加化学反应，进出晶格，形成脱水或水化反应，生成含矿变质热液。水从不直接参加反应到形成独立活动的“热液相”，经历了一次质的飞跃。

(四) 混合岩化热液成矿作用 变质作

用演化到混合岩化晚期形成混合岩化含矿热液,在一定条件下形成以交代为主的成矿作用。有深部热液或选择性重熔(溶)而产生的新生组份的参与,有逐步向花岗岩岩浆热液成矿作用转化的特点。

上述一、二两项成矿作用,从作用本身而言,与变质作用并无区别,暂略。下面主要讨论与变质水及混合岩化热液有关的问题。

变质水的形成及其演化

(一)变质水的组成及其涵义 变质水是一个复杂的组合,它的基本成员是岩石中的间隙溶液,一种存在于岩石粒间或孔隙或依附颗粒表面的基本上不能自由流动的水,和因变质作用而从矿物中排出的水。据D. E.怀特(White)和A. B.西多连柯(Сидоренко)等人引用的部份同位素资料,从成因观点鉴别,间隙溶液包括埋藏水("fossil" water, 又称同生水)为封存于岩石中的水,主要是海水,具有与海水相同的氢氧同位素成份,也包括上一阶段变质溶液的残余。矿物中的水则具有多种状态:包括置换氧的 OH^- 族和置换一价阳离子的 OH_2^+ (但较少);以 H_2O 形式出现者则有弱结合水、在离子—电荷补偿周围的结合水、吸附水和薄膜水等。

除上述两种水外,还可能有下列地表水或天水(据西多连柯,苏联某变质交代矿床中的含钠- CO_2 溶液与含轻同位素的地表水有成因联系,据美国田纳西州达克汤矿床的氧、碳、氢同位素亦然)和来源于深部的岩浆水或初生流体。一般在变质作用早期,下渗地表水较多,晚期则后者较多。但归根结底,矿物中排出的水是主要的。据B. И.维尔纳茨,地壳深16公里以内含4亿立方公里的水,大部结合于矿物之中。

关于变质水的定义,怀特(1957)规定为“与或曾经与岩石变质有关的水”。摩克赫纪(A. Mookherjee, 1976)则认为“严格意义的变质水是在成岩作用与石化作用中的高氯化物同生水的主体部份被排出后很久,主要由在递增区域变质作用中被改造的含水矿物排出的水组成。这种水具有特殊的化学性质”。

一般除海相火山物质外,在下沉变质阶段并无明显的水排出,大量的变质水是在葡

萄石—绿帘石相以后的区域变质作用中形成的。今按演化的观点,参考H. T. 苏多维科夫(Судовиков)的三期脱水前锋,把成岩—变质过程中不同阶段形成的水明确于下:

第一脱水前锋发生于晚期成岩阶段,产生成岩水,主要由含水矿物排出的水组成。

第二脱水前锋发生在绿片岩相,产生变质水。

第三脱水前锋发生在混合岩化阶段,产生超变质水。

上述三种水之间具有一定的继承性。随着成岩—变质过程的发展,温度不断增加,成岩水初为矿化“冷”卤水渐变为热卤水。低温变质水以热卤水为主,当温度越来越高、压力越来越大时,渐变为临界条件下的具有许多液体性质的高密度气体的流体。

(二)沉积作用和变质作用的过渡 成岩阶段的划分与区域变质作用的过渡,现知有14种方案(苏联8种,欧美5种,我国有叶连俊的成岩阶段划分方案)。总的说来有两大类:一大类如欧美及部份苏联人划分的早期成岩阶段、晚期成岩阶段、土下沉变质作用及区域变质作用。另一大类见于苏联文献,分为成岩阶段、后生阶段(有人称为破坏阶段)、土变生阶段及区域变质作用,但具体界线则互有出入。今各择一划分方案列如下表。本文采用早、晚期成岩阶段。

成岩阶段的划分没有统一标准。早期成岩作用底界:斯特拉霍夫定为200~300米;捷奥多诺维奇定为200米;有人认为其静压力应小于100大气压,即约400米深;摩克赫纪认为1000米以内自由水几乎全部排出(囚水形成),在此以上为浅埋阶段(即早期成岩阶段)。最近成都地院刘宝珺等定为<200~300℃, <1000巴,前者,按正常增温率相当约6000~10000米深。此深度按变质岩石学,大体为下沉变质开始,以出现油沸石为标志,反应温度约230℃(大体相当鲁欣所定的后生作用底界8000米深)。对地质标志也有分歧,大体上:早期成岩阶段应为石化以前的阶段。以常温常压为主,囚水形成。不受地球内能的影响,以压固、胶结及重结晶作用为主。转入晚期成岩,则细菌作用终止,温、压增高,但压力效应减弱,以增温效应为主,水的化学位及含量亦有变化,矿物包括含水矿物等进入新的平衡,首

深度 (米) (温度℃)	按科索夫斯卡娅 (1963)						大体相当于施密特 的成岩阶段划分及温克勒的变质作用划分	大体相当于本文 采用的变质相	脱水曲线 (示意图)	大体相当于 苏多维科夫	
	阶段 划分	石英— 高岭土	粘土质 碎屑	酸性长 石砂岩	中性长 石砂岩	火山 硬砂岩					
3000 (90)	成岩 作用						早期成岩阶段				
	后 生	碎屑相		类蛭石生成物		片沸石— 方沸石 相	晚期成岩阶段	方沸石—片沸石相			
	10000 (300)	作用 深	石英— 地开石 相	绿泥石— 水云母 相	石英— 钠长石— 水云母 相	浊沸石相		下沉变质作用			浊沸石—葡萄石— 石英相
	(400)	变生 作用 早	石英— 叶腊石 相	白云母—绿泥 石相	葡萄石—白云 母—绿泥石相			葡萄石—绿帘石相			
	晚		绿帘石—白云母—绿泥石— 黑硬绿泥石相				区域变质作用	绿 片 岩 相			
	区域 变质 作用	蓝晶石 相	黑云母相					石英—钠长石—白云 母—绿泥石亚相			
								石英—钠长石— 绿帘石—黑云母 亚相			
								石英—钠长石— 绿帘石—铁铝榴 石亚相			
								角闪岩相		第三脱水前锋	

注：科索夫斯卡娅对变质相的划分，与一般划分法有不同之处，特别是叶腊石，通常认为它的出现为绿片岩相开始的界线。脱水曲线主要参考了摩克赫纪（1976）的资料。深度只有相对意义，各阶段、各相都不可能有一致的深度标志。

先弱结合水（鲁欣）或结合水（摩克赫纪）排出，褐煤形成；泥岩的有效孔隙度及渗透几等于零（1000~2000米深，摩克赫纪）；科索夫斯卡娅等人认为粘土矿物变化的性质为“后生过程的主要标志”；有裂隙生成（破坏阶段），形成渗流卤水。但实际上，不同地区不同沉积物的石化深度不一，各种过渡到晚期成岩阶段的地质标志也未必能看齐。这个问题非本文探讨范围，只是指出：因水形成，泥岩固结以后（M.C.Powers, 1967），压力相对无效，进入以增温为主的过程，开始了成岩水—变质水的演化。

（三）变质水的演化 按前述三个脱水前锋分述如下：

（1）第一脱水前锋（成岩水）：高峰在蒙脱石转变为伊利石之时。此线称为“无蒙脱石线”。大体相当于晚期成岩的早期，约90℃的温度线（表1）。由于增温而使蒙脱石转变为伊利石，释出大量的水和热能。G.T.菲利比(Philippi)和B.梯萨(Tissot)都强调生油过程中温度比压力更重要。地温

及粘土矿物转变释出之热能促使有机物热裂解形成烃。同时由于结合水释放而膨胀，形成很高的流体压力，使很好固结的生油层（G.D.Wallace）形成有效孔隙或裂隙，促使在此高峰期以后形成流体再分配和烃运移（M.T.Halbouty）。油气集聚与蒸发岩的关系，人所共知。目前已有大量资料证明，蒸发盆地的物质来源不少来自地下，而且往往与“冷”、热卤水有关，因此很多金属矿床之形成与蒸发岩有一定关系，也与油气显示有一定的空间关系。

但是第一脱水前锋能否生成大量的成岩水与沉积物的类型有关。粘土沉积物一般分三组，即蒙脱石组、伊利石—高岭石组及混合层状粘土组（包括伊利石及二八面体绿泥石等）。另外，还有火山沉积物及砂质沉积，包括各种复矿砂岩。在这些沉积物中，据摩克赫纪，以蒙脱石粘土及火山沉积物能在这一阶段排出大量的水，其他类型的沉积物不排或很少排出。所以，成岩水的形成与深度、温度、沉积物类型（及时间）有关。

成岩水的矿化包括两种方式：①形成所谓成岩矿床，即晚期成岩阶段富集的矿床。②进行元素的再分配，作为下一阶段（变质阶段）再活化转移的源泉（别列夫采夫）。再分配大体以四种方式进行：或者为成矿元素以类质同象进入各种矿物特别是暗色矿物的晶格，或者形成独立的矿物，或者进入气—液包裹体，或者保存于间隙溶液中。

（2）第二脱水前锋（变质水）：高峰主要在绿片岩相的石英—钠长石—白云母—绿泥石亚相到绿帘石—黑云母亚相的转变中。这是因为前者中的绿泥石、白云母，都是含水比较多的矿物，当它们变为下一个亚相的矿物时，放出大量的水，主要反应为：

6 白云母 + 3 绿泥石 → 6 黑云母 + 3 富铝镁绿泥石 + 14 石英 + 8 水
在较富泥质岩石中则

8 多硅白云母 + 绿泥石 → 5 典型成份白云母 + 黑云母 + 7 石英 + 4 水
在基性岩中则以阳起石出现为特征，其时间与泥质岩石比较，有时比黑云母带略早，其反应为：

5 绿泥石中蛇纹石分子 + 6 方解石 + 14 石英 → 3 阳起石 + 6 二氧化碳 + 7 水
由于沉积物的类型不同，具体脱水的深度略有先后。但总的说来大体完成于角闪岩相以前。

（3）第三脱水前锋（超变质水）：具体有两种情况：一为混合岩化早期，即再生岩浆交代或重熔（溶）化开始时，由原岩中的黑云母、角闪石等含水暗色矿物，转化为不含水的长石、硅线石等矿物时，可以释放出一定的水。但也有人（温克勒等，1961）认为这一时期的水不能变为有效的含矿流体。第二为混合岩化晚期，无论是再生岩浆成因或是重熔（溶）岩浆成因，都在残浆中富集含矿气液流体。是为第三脱水前锋晚期的高峰。现在看来，即使是在很深的深度或地幔，都含有少量水。水的存在能使熔融温度降低，促进区域选择性重熔（溶）作用的产生。实验也证明，区域重熔常与少量的水的存在分不开（温克勒等）。至于再生岩浆与深部来的“岩汁”有关，晚期有残余流体是不成问题的。

应该指出，碳酸盐岩在变质作用下不能提供大量的水，但它是变质水中CO₂的主要

来源（脱碳酸气作用）。

（四）变质水矿化的来源 一般讲，变质水的矿化有三个来源：①变质过程中从原岩来的，这是主要的，其中包括继承了成岩水的遗产；②变质水在渗滤过程中从围岩淋滤的，强调这一来源的重要性的人越来越多。③还有可能从深部来的物质。由于渗滤时流经的围岩是多种多样的，其矿质也自然是多种多样的。所以变质水的矿质是多源的。

下面按变质水的演化过程，说明变质水之形成及其矿化的来源问题。

（五）成岩水的形成和矿化 成岩水是一种Na—Ca—Cl型卤水，主要成份为K、Na、Mg、Ca及卤素。这种水具有溶解金属生成氯化物络合物的能力（R.M. Garrels）。综合H.M. 斯特拉霍夫、O.B. 希什金娜（Хишкнна）、K.B. 费拉托夫（Филатов）及A.E. 古列维奇（Гуревич）、Д. Н. 卡普琴柯（Капученко）等人的意见，形成成岩阶段水的来源主要为底水—淤泥水。淤泥水本身就是含NaCl的咸水，淤泥颗粒还从海水中吸附了一些阳离子。在此基础上形成Na—Ca—Cl型卤水的基本因素主要有：①重力及分子和离子的扩散能力；②沉积盆地原生水的成份和矿化度；③分散有机物的（成份和）含量；④沉积物的矿物成份，如粘土物质含K较高，对后来的变质水的成份是有影响的；⑤温度、压力以及沉积物沉降的深度、沉降的持续时间，地热梯度；⑥介质的动力性质（变质产物被带走的条件）等。这几个因素又归结为下面几个作用：（1）扩散重力作用，（2）离子交换作用（解吸—吸附和化学反应或交代作用），（3）氧化—还原反应及酸碱度的变化，（4）有机物的变质作用，（5）溶解和沉淀，（6）薄膜渗透作用。

今主要根据或参考上述各家的意见，按成岩阶段的演化过程，综合评述如下：

（1）扩散重力作用：斯特拉霍夫非常强调扩散作用，认为“在淤泥中，无论在水平方向上或垂直方向上，物质从这点向那点迁移的唯一切合实际的途径，是离子和分子的扩散作用”，并且认为“淤泥水脱离底水以后，还可以通过扩散作用与底水进行交换。这种扩散作用和交换作用可以达到地下100~200米深”。但是现在看来，扩散作用不是当时唯一的作用。许多人强调重力作用。

两者相辅相成,所以实际上为扩散重力作用。

淤泥水同底水通过扩散重力作用进行元素的交换。由于重力的作用,水从淤泥水中向上面的底水中跑的多一点,矿质则相反,使淤泥水越来越浓。一般情形下,物质的扩散运动应当是按扩散迁移的基本公式来实现的,但要受很多物理因素的影响,其中包括重力。W.V.英格哈特等(Engelherdt et. al., 1963)通过实验证明静压力增加,间隙溶液浓度愈大(在排除电化学影响以后)。大量实际工作也证明,淤泥水比底水的矿化度高1倍到1~2个数量级。并且深度越大,地下水的矿化度也越高。费拉托夫指出“如果不把扩散重力作用作为基础,就无法理解地下水中最重的组分(卤素、Cu、Fe等)随深度而增加”,并且越来越富含微量元素组分。这一阶段形成的水在压实阶段被挤出成为重力氯化Na—Ca型卤水的水源(斯特拉霍夫)。

沉积系统中的扩散作用是一个比较复杂的问题,对此有许多专门的论述。这里不打算多作介绍,只指出一点,沉积物中的扩散作用与下面将要叙述的离子交换(吸附和解吸)是有连带关系的,即扩散作用总是伴随着吸附和解吸作用。

(2)离子交换作用:离子交换作用有两种意义:物理交换、化学交换。物理交换是通过吸附和解吸这个矛盾运动进行的。化学交换比较好理解。粘土类颗粒为负电荷,常吸附带正电荷的金属离子一同沉淀,在成岩阶段,因介质理化条件的变化,特别是粘土物质本身的变化,被吸附的离子被释放出来,谓之解吸作用。解吸与吸附遵循着质量作用定律。对于造矿元素,即卤水中浓度很小的元素,可能以解吸为主,对于卤水中的主要成份如碱和碱土质,则解吸与吸附相互作用。由于质量作用定律的影响,被吸附离子的成份与孔隙水平衡溶液的成份密切相关。在不同深度,因孔隙水含盐量的增高和成份的变化,被解吸和吸附的离子各不相同。造成“沉积物综合吸附体”成份的变化。当然反过来又影响孔隙水成份的变化。随着深度的增加,荷压的增高,沉积物的体积、孔隙度、含水量、吸收容量和吸附能力的减小,间隙溶液浓度的增高和岩石颗粒成

为比较不活泼之物,物理的离子交换作用便逐渐减弱,终至停止。

化学的离子交换作用,深度变化范围较大,从浅部的淤泥水到很深的超变质水,都有化学的离子交换作用,它对地下溶液的改造意义也比较大。深地层水(包括成岩水、变质水、超变质水)一般来讲,可以把它当作是接近于封闭系统,于是促进化学交换作用的因素就可以有下面几点:①由于常温常压下,化学反应非常缓慢,从沉积作用继续下来的系统的不平衡性仍然保存。②温度、压力、深度的变化,从而使平衡常数和化学反应速度也跟着变化。③溶液缓慢运移到与原来条件不同的相中,形成了岩石—溶液本身的新的不平衡系统。④其他因素(物理的离子交换、溶解、氧化还原反应、活性气体的产生和有机物的变质)引起溶液的成份及pH、Eh值的变化。由于这些原因,在早期成岩阶段,孔隙水中重金属和稀有金属的浓度要比海水中的浓度高好几个数量级。到晚期成岩阶段这些物质的浓度更高。在成岩阶段,对于形成氯化物Na—Ca型卤水的主要交代作用有:白云岩化作用、水解作用(包括碳酸盐矿物的水解及含Na硅酸盐的水解)及蒸发岩中石膏的硬石膏化作用。这些作用均可能析出Na、Ca、Mg、K等物质,使溶液中碱质成份更浓。

(3)氧化还原反应及酸碱度的变化:氧化还原反应是在变价元素(C、S、N、Fe、Mn等)的情况下进行的。沉积物中C($C^{4-} - 8e \rightarrow C^{4+}$)为还原剂, S($S^{8+} + 8e \rightarrow S^{2-}$)和Fe($Fe^{3+} + e \rightarrow Fe^{2+}$)为氧化剂。在早期成岩阶段,氧化还原反应是在微生物的影响下进行的。通过氧化还原反应,改变一些物质的溶解度,也改变了孔隙水的成份,其中主要的作用是脱硫酸盐作用,和改变Fe、Mn等化合物的溶解度。酸碱度的变化对于某些矿物的溶解度有很大影响,并对Eh值及溶液与沉积物之间含盐组份的重新分配也有很大影响。pH值增加一个单位,氧化还原电位一般减少60~66毫伏。Mo、Zn、Mn、Sr、La在地下水的含盐量和成份不同时,可集聚在pH为6.5~8.5的溶液中,而Pb、Cu、Bi、Ni则通常集聚在pH为7以下的溶液中。一般弱酸、弱碱的盐类, Mn、Fe、铵的水化物对pH值极其敏感。

(4)有机物的变质作用:早期成岩阶段,随着深度和温、压的增大,有机物发生变质,向孔隙水(据西多连柯,变质水中亦残存有有机物的分解物)不断地释出挥发份,包括:水、 CO_2 、 H_2S 、 NH_3 、 N 、有机酸、酚、树脂、环烷酸和脂肪酸、氨基酸和其他复杂化合物以及生物成因的元素(I 、 Br 、 K 、 P 、 Si 等)。这些主要是有机物被微生物作用形成的。这些形成物对卤水的形成起下列作用:①催化剂:对深地层水的很多化学作用起催化作用。②组成难溶元素的络合物。③影响溶液的 pH 值和 Eh 值。

(5)溶解、沉淀:深地层水通常溶解有周围物质所含有的矿物化合物。各种矿物的溶解取决于:矿物的结晶格架能,温、压,溶液的浓度、成份、 pH 、 Eh 值及酸性溶解气体(Cl 、 F 、 CO_2 、 H_2S)的含量。在深地层水中分布最广的矿物,按溶解度依次下降的顺序为氯化物→硫酸盐→碳酸盐→二氧化硅→硅酸盐。络合作用能促进一些物质的溶解。它包括了许多重金属,其溶解度各不相同。

(6)薄膜渗滤作用:封存的古海水及通过上述作用形成的卤水,在沉积物中缓慢运移时,需通过粘土薄膜内的带电网络形成离子渗滤作用。因重力影响,轻的淡水总是向上运移。因此,通过薄膜渗滤作用后,在残余卤水中便富集了各种阳离子、卤素、其他阴离子以及络合物,储存于“卤水池”中,在晚期成岩破坏或变质作用构造破坏时,从“卤水池”中逸出,形成渗流卤水。

(六)变质卤水的继续演化 $\text{Na}-\text{Ca}-\text{Cl}$ 型成岩卤水,在岩石沉降过程中,一部分在岩石中形成间隙溶液,成为下一阶段变质水形成的基础之一。因此变质水的矿化继承了成岩水的矿化。在变质作用阶段,通过下列作用继续演化:

(1)上述形成成岩卤水的一些作用,除由于温、压和岩石物理特点的变化而终止者(如吸附和解吸、氧化还原反应及有机物的变质等)外,一般在变质水的演化中仍继续起作用。有些略有不同者将酌作说明。

(2)根据变质反应不是严格的等化学反应的概念,在变质过程中要从矿物中活化转移出一部分金属元素。主要包括:①脱水和水化反应,形成一部分不同水含量的金属矿

物。由于 $\text{O}-\text{H}$ 距离小、键能大,高于 Na 、 K 、 Ca 等阳离子与氧离子的结合能,因此水进入矿物晶格便削弱氧离子与其他阳离子的离子键,使后者活化,晶格改变,元素重组,部分转入溶液。②脱碳酸气作用,当反应进行时,平衡温度随 P_{CO_2} 而增大,因此通常发生在较高变质条件下。雅罗舒克(Ярошук, 1977)和梅尔尼克(Мельник, 1973)通过研究或计算证实在绿帘一角闪岩相时变质水中 CO_2 含量大增。③变质作用不同阶段形成的矿物晶格容积不同,因而促使大量金属元素(有时伴随硫、氯、氧等)释放出来。④柯尔仁斯基根据“镶嵌平衡”概念引进了开放系统的矿物学相律 $P = C - M$, m 代表系统中带出带进的组份数,即 P 等于或小于惰性组份数。新矿物相中活动组份的含量决定于溶液中活动组份的化学位和温、压条件。

柯氏根据在东西伯利亚太古代杂岩中确定的变质条件下组份活动性序列如下: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{S}-\text{SO}_3-\text{Cl}-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{F}-\text{CaO}-\text{O}_2-\text{Fe}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{Mg}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ 。但组份浓度差影响相活动对性,上述顺序是可变的。

在岩石中,组份通过基本上不能自由活动的间隙溶液借助扩散作用向着组份浓度下降的方向迁移。扩散的物质质量与浓度差、截面积及时间成正比,与距离成反比。例如,含正长石—白云母—石英的岩石在受 H_2O 和 CO_2 及 SiO_2 的溶液扩散时,未扩散前,岩石中活动组份为饱和的 H_2O 和 CO_2 ,岩石成份不变。在扩散前锋,由于 K 在溶液中的浓度差及较活动,优先进入溶液,促使正长石不稳定而消失,岩石中留下白云母和石英(惰性组份 SiO_2 和 Al_2O_3)。接近扩散源,加以 Al_2O_3 在溶液中的浓度差大于 SiO_2 , Al_2O_3 变得不稳定,转入溶液,促使白云母不稳定,留下石英(惰性组份 SiO_2)。结果自扩散源以远依次为石英带,白云母—石英带,正长石—白云母—石英带。这种扩散迁移非常缓慢,扩散距离也小,就迁移说意义不大,但通过扩散交代,使变质溶液继续矿化。

(3)变质水通过渗透交代自围岩取得组份(详后)。

(4)变质水在渗流中若遇蒸发岩,大量

溶解NaCl、KCl等,取得组份。

(5)“盐筛”作用浓缩变质水:岩石中连结的矿物颗粒间的孔隙形成有效的网筛(“盐筛”),其作用和效果如同粘土薄膜的离子渗滤作用,浓缩变质卤水。

(七)变质水的类型和特点 关于变质水的类型,意见未必一致。怀特(1957)根据可能为变质水的加利福尼亚某些温泉而认为变质水应为重碳酸钠型。而摩克赫纪(1976)等则认为可能为Na—Ca—Cl型卤水,具有能溶解金属的能力。考虑到脱碳酸气作用的发育,富CO₂是可能的。但正如怀特在研究火山热液时得出的结论一样,各种不同类型的火山热液可能都是由氯化钠型卤水发展而来的。变质水在渗透过程中也可能通过Na—Ca—Cl型卤水自不同围岩淋滤不同组份发育成不同类型。在目前条件下,把这个问题简单化是危险的。

通过上述作用形成的变质水,应为含有H₂O、Cl、CO₂、B、I、S、O₂、F及Na、K、Mg、Ca等的复杂溶液并含大量金属元素。它表现两个主要特点:一是对原岩的继承性;一是具有变质水形成作用的烙印。据摩克赫纪综合各家意见,并作补充如下:

(1)微量元素组合继承了原岩的特点,但当发育有超变质作用时,有来自深部的新生组份的加入。

(2)具有比任何地热水都较高的HCO₃/Cl比值(怀特,1957)。

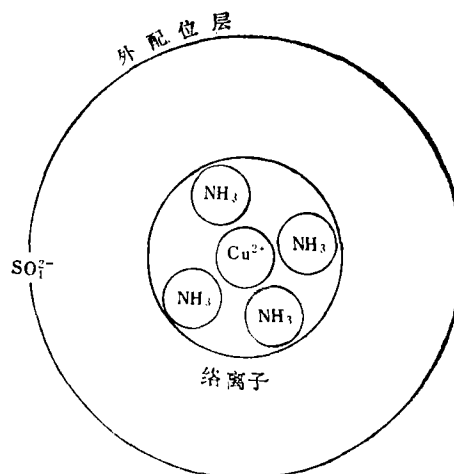
(3)有很高的B/Cl比值。(B的来源:据哥尔德施密特,海相泥质沉积物中含B₂O₃几十至500ppm;维诺格拉多夫认为海相泥质沉积岩含B500ppm;据林格伦,地层越老,含B越富。最近,根据蒸发岩研究的进展,认为B主要来自地下热泉或地壳源)。

(4)当形成变质水的过程中伴有有机物活动时,I/Cl比值也高。

(5)低温变质水比火山热泉含有较高的NH₃、较低的Li/Na和K/Na比值(怀特等,1962)。但温度增高时,K含量上升,K/Na比增高。有些人甚至认为K/Na比值可作含矿卤水的温标(如温度<100℃,K/Na,0.1±;温度300~400℃,K/Na,0.3),这是由于粘土物质及其变质矿物在高温下更易释出K的缘故。此外,在高温变质水中,Mg²⁺的含量也上升。

(6)就同位素而言,据冶金部地质研究所δS³⁴有较宽的分布,但变质高时则均一化。在变质过程中,轻S易散失,故δS³⁴相对较重。据克勒格(Craig,1966)与西多连柯(1979),由于与沉积物进行同位素交换,O¹⁸有较高的δ值。D/H值较稳定。

(八)变质水中络合物的组成 变质水溶解和搬运难溶物质,主要靠络合作用,形成复杂的络合物,能溶解于水并在溶液中保持一定的稳定性(不易离解性),可能是金属迁移的主要方式。络合物可分为两部分,即络离子(又称内配位层)和外配位层(图)。Cu²⁺与4(NH₃)构成络离子,其中Cu²⁺为中心离子,NH₃称为配位体。SO₄²⁻则构成外配位层。中心离子主要为高能量的阳离子(如Fe、Cu等金属)。配位体则以H₂O、HCO₃⁻、Cl⁻或其他络阴离子为主,有机物的络合作用也不应忽视。外配位层主要为K、Na、Mg等。络离子电荷可正可负,图中为正,故外配位层电荷为负,也可以相反。一般多形成碱金属络合物。中心离子由于能量高,与配位体距离短,故结合牢,在溶液中不表现其化学属性,但络离子易在氧化及酸性环境中被解离破坏。外配位层多由能量较低的离子构成,距中心离子较远,结合不牢,故在溶液中仍显示其原有的化学性质,易于与其他电荷相反的离子结合(关广岳)。



[Cu(NH₃)₄]SO₄ (关广岳)

(九)变质水的迁移 变质水的迁移主要通过渗透作用及在构造带中的渗流作用。

对前者进行过一些实验,但总的说来,研究还是不够的。

渗透迁移:变质水在岩石中活动时主要借助于孔隙、微裂隙、片理化带来完成其渗透作用。当裂隙较宽,尺度较大时,则产生渗流作用。这大概是变质水移迁的主要作用。柯尔仁斯基根据溶液中的不同组分具有不同的渗透能力的特点,提出了不同组分具有不同的渗透效应的概念。变质岩石中的渗透迁移同扩散迁移一样总是与交代作用相联系的,柯尔仁斯基根据若干假设为此推导出了若干不同的渗透交代方程式,溶液通过不同情况下的渗透交代向围岩取卸物质。

变质水渗透迁移的动力主要靠压力梯度和温度梯度。压力梯度又分荷压(造成变质流体向上运动)和定向压(造成流体向低压方向流动)。因此变质水一般不向下运动。温度梯度使变质水向低温方向发展,所以成矿部位的方向(即矿液运动的方向)是:①低温、低压带;②低级变质带;④构造破碎带;④上部带。

关于变质水迁移的距离,存在不同的意见:一种意见认为可以有一定的距离,迁移距离与组分活动性成正比,也与溶液粘度及时间有关。在实际工作中,曾见到变质铜矿迁移达数百米;变质金矿迁移距离可能更大。但当前也有一种意见认为:在区域变质条件下,虽有物质的迁移,但大规模迁移是困难的,迁移距离一般不大。

前已指出,扩散迁移在变质迁移中,意义不大,除非与渗透裂隙发生联系。但是有些人认为混合岩化作用时,扩散交代可能是组份的主要迁移方式。因为在此深度渗透所凭借的裂隙不能广泛发育,而高温、高压条件及迁移组份的物理状态又有利于扩散交代的进行,因此不能自由流动的流体便以离子或分子状态进行扩散迁移。

因此,随着深度的增加,扩散作用因受不同的物理因素的影响,发生有规律的变化:在成岩阶段,特别是其早期,扩散重力交换为组份迁移的重要方式,变质作用中,扩散交代对组份迁移意义不大,混合岩化作用中成为主要的组份迁移方式。

(十)变质水的沉淀 变质水的沉淀取决于扩容作用等各种各样的地球化学障。

(1)扩容作用:变质溶液成矿的最主要

的地化障。顾名思义,包括一切空隙有“膨胀”的带,但破碎带、片理化带、断裂带总是最主要的。

扩容带是一个低压带,也是一个低化学位的场所。变质水受压力驱策,汇流于此,平衡被破坏,形成一些化合物的沉淀。因此扩容对变质水的沉淀再怎么强调也不过分,特别是对于金矿。变质金矿几乎是无例外地都生成在破碎带、片理化带或断裂带中。

(2)低温障:实际工作中,常能见到在相当于绿帘一角闪岩相和角闪岩相的变质岩发育区,或伴随混合岩化,发育有低温退化变质,尤其是在这些地区的构造破碎带内特别强烈;并总是伴有变质矿化现象。对于这些现象的解释,归纳起来有下面几种:

①苏多维科夫认为温度降低是变质溶液能发生沉淀的主要原因。并认为有两种情况:一种是地槽下沉,温度增加,产生前进变质,变质含矿溶液逐渐形成,富集金属元素。回返时,温度下降,为退化变质时期,并导致矿质沉淀。因此他认为变质矿床总是发生在地槽回返的退化变质时期。另一种情况是在地槽下降的同时形成的变质热液,逐渐向上运动,在上部的低温低压带形成变质矿床,并发生退化变质作用。苏氏认为变质作用与地槽发育有关。

②变质热液交代是一种水化反应,当然会形成一些含水矿物,因而误认为退化变质(董申葆);在构造破碎带内,变质水的活动特别活跃,因而水化反应也发育得更好。

③在前进变质过程中形成的变质水,在温度上升时能始终保持不发生沉淀,但进化变质到晚期,因温度下降,形成退化变质,平衡被破坏而“卸载”。混合岩化热液矿床也往往如此,主要形成于混合岩化晚期的残余热液,因温度逐渐下降而“卸载”。

(3)酸碱度的变化:分两方面来讨论。

①关于“酸性淋滤、碱性交代沉淀”:在超变质气热液(或夕卡岩)矿区,常能见到硅化或硅酸盐化岩石,继而有碱质交代岩和镁铁质交代岩,并相继有矿化现象。酸碱度变化对矿质沉淀的影响可引用柯尔仁斯基的理论来解释。柯氏认为岩浆作用、变质作用和成矿作用之间是密切联系的,并提出“穿透岩浆溶液”的概念。这种溶液来自深部岩浆源,含丰富的K、Na等活性组分,在区

域热流提高的条件下,在交代过程中导致了区域性的花岗岩化,并在残余溶液中富集了 SiO_2 、 HCl 、 HF 、 H_2S 、 CO_2 等酸性组分,使溶液中碱质减至少量,并富集了 Ca 、 Mg 、 Fe 和一些成矿物质。在进一步的演化中,柯氏提出了“酸性组分超前波”假说,认为当溶液渗透迁移时,酸性组分具有比其他组分更大的渗透迁移能力,甚至比溶质还大。因此溶液的渗透前锋将会形成“酸性组分波”,后续溶液变成较少酸性。酸性组分前波进入围岩后,将会发生脱碱作用,使碱质及盐基质进入溶液,而酸度逐渐下降,后续部分碱度迅速提高,直至达到一个一定的酸碱度,又将发生相反的过程,即碱从溶液中析出的过程。

关于碱质从溶液中析出的问题,柯氏又提出了“酸—盐基相互作用效应”的概念。即由于碱质及盐基在酸性淋滤过程中逐步进入溶液,提高溶液的碱度,到了一定程度时,即发生“酸—盐基相互作用效应”,提高碱质的活度总系数,使碱质的溶解度降低。一般讲碱性越强者,受此效应的影响越强。因此碱性最强的 K_2O 最先析出,形成钾质交代作用,并依次有钠质及镁质交代作用,最后为铁质及方解石的沉淀。至此碱—盐基交代阶段告一结束,溶液又转酸性,再次进入酸性淋滤—碱质交代沉淀的循环,但温度大大降低。

应该指出,上述与花岗岩化有关的镁质交代,有时伴生有铁质成为镁铁质交代,有时形成雷诺(Reynold)的所谓“基性前缘”。曾经有人批评过混合岩化和花岗岩化作用不可能有“基性前缘”,但叶利谢耶夫指出:发生 $\text{Mg}(\text{Fe})$ 质交代不仅对于花岗岩化作用是十分典型的,对于花岗岩侵入体的接触变质也是十分典型的。也有人否定有与混合岩化—花岗岩化有关的夕卡岩矿床。但实际上可能存在,河北下口式铁矿即其一例,在镁夕卡岩中含矿。

②一般说来,在变质成矿中酸碱度对于金属沉淀的影响,因不同矿种、不同矿物组合而异,也与络合物的组成有关。络合物的外配位层,可以呈阴离子或络阴离子,也可以是阳离子,它们在溶液中表现其自己的化学属性。例如离子电位较大的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为外配位层时,常降低络合物的溶解度或发生

分解。由碱金属构成外配位层时则较稳定。络离子的稳定性决定于其电离程度,是否容易氧化还原和溶液的 pH 值。通常 Fe 、 Cu 、 Au 等的碱金属络合物在弱碱性介质中迁移,在 pH 值降低的方向沉淀。但也有些亲铜元素在 pH 值为 $4\sim 8$ 或 $4\sim 6$ 时搬运,在此范围以外或 pH 值升高时沉淀。有些在高温酸性环境中稳定的络离子一般较简单,多在中性—弱碱性时沉淀。

(4)还原障,氧化障:铜有时成 CuSO_4 的真溶液搬运,在还原条件下 SO_4^{2-} 遇到破坏形成 CuS 的沉淀。一般络合物多在还原环境中稳定,氧化条件下沉淀。但在含氧溶液中搬运的络合物,可在还原条件下沉淀。金有时也在还原条件下沉淀。

(5)富集障:在已形成有该金属元素的富集,或者与该元素有关的元素(如 Fe 之于 Au , Fe 之于 Cu)的富集的地方,或者在富集有可与该元素起化学作用(亲和力较强)的元素的地方,对于含有该元素的溶液,具有地球化学障的作用,称为富集障。在 Au 或某些硫化物矿床中,常有这些例子。

总之对于矿液的沉淀,物理条件和化学成分的变化都是重要因素,但往往不是一种因素起作用,究竟以何种为主,需具体研究。

变质矿床评价问题

正确评价变质矿床须解决下列技术关键:(1)矿床分类,(2)原岩或原矿建造,(3)构造变形,(4)变质作用的特点,(5)发展和正确运用成矿理论。

(一)变质矿床分类问题 正确分类是矿床评价的基础。但变质矿床目前尚无一个公认的分类方案。1913年由K.H.鲍格达洛维奇首先提出的“受变质—变成”方案,在等化学概念的影响下,迄今还有市场,足见习惯势力之大。下面选择近年来三种有代表性的方案,供参考。

(1)Я.И.别列夫采夫方案,根据变质作用的主导因素分类,按形成条件及矿质来源的时、空变化分组。共分三类:

受变质矿床类,即已有矿床受变质。下分变沉积、变火山、变岩浆派生三个组。

变质矿床类,因变质作用而生成的矿床,下分两个组:原地生成的变质矿床组,

如刚玉、硅线石等,相当过去的变成矿床。异地生成的,即变质热液矿床,也是异化学的。

超变质矿床类,下分两个组:再生—交代矿床组为混合岩化交代结晶为主生成的矿床,后花岗岩化组为混合岩化热液矿床。

上述所有分组又按B.C.索波列夫的变质相系列分成高、中、低三个变质系列。即低温相(前绿片岩相及绿片岩相)、中温相(绿帘—角闪岩相)及高温相(角闪岩相和麻粒岩相)变质系列。

(2)苏联1/5万地质测量要求和H.П.多勃列佐夫等人的方案按变质建造和构造标志分为三类:

继承变质类,相当于受变质类,按原岩建造再分为若干亚类。

正变质或同生变质类,包括变质作用、变质热液作用及混合岩化作用形成的矿床。

再变质类,叠加在变质杂岩体上的晚期岩浆矿化(及其他成矿作用)形成的矿床。

Ю.М.索柯洛夫的三分方案与此略同,但他的第三类称为过渡性复变质类含矿建造,把退化变质阶段经区域交代改造而成的矿床,其中包括变质热液交代,均归入此类。

(3)董申葆和长春地院矿床教研室的分类,按变质成矿作用划分两大类:

变质矿床类:又分①变质结晶型:又分受变质矿床和变成矿床;②变质热液型。

混合岩化矿床类:又分①混合重熔(溶)型,通过交代结晶,组分重新分配,但基本未脱离原岩;②混合伟晶岩型:又分近期混合型及远期混合型,前者组份直接来自围岩,后者发生于混合岩化后期或另一旋回,矿源层不易识别,③混合热液型。

如前所述,变质成矿过程很复杂,既有原岩、原矿的形成过程和矿化强度,又有变质作用、变质热液作用及后期叠加改造等问题。目前尚无一个简单明了的方案能反映全部的成矿作用及其演化特点。此外,有些矿床归属很难。如不少太古代受变质铁矿,原“矿”可能为含水硅酸铁或含水硅酸铁和碳酸铁,都不能称为矿石,变质后变无用为有用,似应为变成矿床。K.E.查哈罗夫(Захаров)早在1953年就否认过受变质矿床与变成矿床划分的可能性。如果同时有轻度

的变质热液作用变原“矿”品位为20%左右的碳酸铁矿化为品位大大提高的磁铁贫矿,则原岩形成、变质及热液作用三者均有“功”,但很难确定谁是主导因素,此种矿床归属最难。我国可能有两个大型铁矿属此例。有些变质锰矿也可能有类似情况。因此更好的探索分类原则及方案还有必要,不能笼统地称为复成因矿床。

(二)原岩(矿)建造 原岩的物质成份是决定变质成矿的物质基础,因后者的矿质几乎全部或主要来自原岩。50年代以前,对变质矿床的远景不了解,变质矿床的研究长期停滞不前的原因主要有三:一是对矿床同生成因的重要性认识不清,不了解外生作用具有丰富的物质来源:陆源、地下渗流热卤水,火山喷发及大气尘落,通过深刻的物质分异,尤其是水动力条件、水化学条件及生物作用等一系列的地球化学障,能形成化学元素分配上的最大差异。二是受等化学原则的束缚,不理解在变质作用下物质可以迁移,分散于沉积或火山沉积岩中的成矿元素可以富集成矿。这些元素,据B.A.戈尔里茨基的资料,一立方公里内多达1000万吨以上。三是变质岩石学的研究水平,也长期停滞不前,直接影响变质矿床学的发展。由此可以看出,变质原岩的研究在变质矿床学中占有何等重要的位置。

为了评价变质矿床的需要,在原岩研究上要注意两个问题:

(1)原岩建造的恢复及含矿层位的研究:在地质研究的历史中,几乎所有的层控变质铜矿如东川、易门、曼斯菲尔德—北苏台德向斜、赞比亚—扎伊尔等,以及层控变质金矿如霍姆斯塔格及太古代古老变质岩中的金矿,都有过由岩浆热液到沉积变质矿床的认识过程,并从此扩大了远景。因此通过恢复原岩及控矿层位研究正确区分此两者具有特殊意义。沉积矿床控矿标志有三:层位控制、岩相控制及层位—岩相控制。有些矿床层位—岩相非常重要。如火山—沉积矿床,只在一定层位或有限层位的同一岩相有矿,并非整个火山岩系的所有同类岩相中都有矿。

(2)变质含矿建造的研究:以富含某些造矿元素为特征的一定的变质岩组合称为含矿变质建造,其存在是区域含矿性的基本

前提,并决定于其物质成份和形成条件。

变质含矿建造的物质成份有决定意义的大体有三:即水、挥发份和金属组份。因此,原岩为纯碳酸盐岩、纯砂岩以及其他含水、挥发份或矿质元素很少的岩石,成矿远景较差。而海相火山岩、火山—沉积岩、海相泥质沉积物、含碳泥质沉积物,各种不纯沉积物、同生断陷盆地及海湾—泻湖相或滨海—三角洲相的复杂沉积物,成矿远景较好。

但是,变质原岩不一定同时具有丰富的水、挥发份及矿质,因此含有丰富的水、挥发份的岩石与丰富矿源层成互层时,就显得更重要。苏多维科夫强调变质水不一定一开始就含矿,只有在与丰富矿源层接触时才含矿。

(三) 构造形变 地球能量的释放可以通过热流值的提高引起变质作用,也可以通过地应力的聚集引起构造形变,在活动带内两者是互相联系的。变质矿区地层研究离不开构造研究,变质矿体的赋存规律与变质岩构造密切相关,评价变质矿床时,构造是必须研究的技术关键:

(1) 古变质岩地层研究必须用综合方法,包括原岩建造序列、地球化学地层学、构造序列、一定类型变质岩的变质程度、岩浆作用准则、副矿物对比法、古生物及同位素年龄。前四项较常用,其他需一定的条件。但当原岩建造变化大,对比标志不明,变质作用受深成产物之影响,特别是研究范围较小时,构造序列常为基本的方法。

构造对比,有些人用构造方位和构造样式相结合。但最好是研究变质岩中不同世序和类型的结构要素及其相互关系,通过构造解析,对不同时期的各种构造形迹进行配套组合,建立构造序列,作为变质杂岩的对比标志。

(2) 受变质矿体的形变:在强应力作用下,有些矿石如条带状铁矿、碳酸盐类矿石等的岩石物理性质呈塑性,发生流动形变,甚至如同盐丘,使矿石呈内生假象,影响其评价。密云、冀东诸矿床通过地层—建造—构造研究,查明其构造样式,认识到矿区构造为紧闭同斜褶皱,地表矿体属两翼尖灭部位,埋藏的鞍部厚度大增,得以扩大其远景。东西鞍山所谓“东西向单斜层”,其

底盘仅是一个包络面,实际上矿区主期构造为北西向强塑性褶皱(刘如琦等),对该区深部评价有重要意义。

(3) 控制变质—超变质热液矿床区域分布的构造条件大体可分两级:

①控制矿带、矿田分布的,主要是深断裂或区域性大断裂。我国主要变质铜、金矿田都受构造缝或深大断裂控制。国外所有大型变质铜矿带几乎都受地堑带或深大断裂控制。

②控制矿区、矿床、矿体的则是不同级别、规模的断裂体系、破碎带、片理化带或褶皱虚脱处。变质金矿及鞍山式铁矿的变质成因富铁矿都与断裂带或破碎带有关。霍姆斯塔格的矿体主要富集在后期褶皱轴部的构造虚脱带内。我国某些变质铜矿也可能产生在次级断裂带或褶皱轴部与断裂重合部位。因此对变质热液矿床也需要采用层位—岩相—构造研究法。

构造断裂对于变质成矿的控制如此重要的原因在于:①断裂从其发韧之初就影响沿断裂空间发生的变质反应过程,因此从断裂体系形成时起就是真正开始变质热液成矿的过程。②变质改造的分带性和强度与断裂带的分布有关。③有时,在巨大的断裂影响带内,变质作用发展到高潮和退化都要早于未破碎的断块区。

(四) 区域变质和超变质作用的特点在区域变质作用中,随着变质热液迁移的成矿元素服从一定的迁移规律。一般情形下,形成成矿元素富集带,别列夫采夫称为“微矿变质相”(有时也直接形成工业矿床)。然后在进一步的变质成矿因素的作用下形成工业矿床。

据别列夫采夫(1968,1972)等人的研究,微矿变质相的富集规律如下:

(1) 成矿元素的迁移与变质程度有关。变质愈深,迁移愈发育。一般情形下,成矿元素从高变质带向低变质带迁移。

(2) 变质作用中成矿元素的迁移可达岩石中该元素原始含量的70~75%。而且通常是超变质产物、榴辉岩和麻粒岩相岩石贫化成矿元素,而绿片岩相和角闪岩相富集了其中的某些元素。但各元素由于迁移的时间不一,迁移强度不均,在岩石中的分布是不均匀的,个别元素可在各种变质相中富集。

别列夫采夫总结了各元素的微矿变质相如下：大部份的亲石元素、亲铜元素、亲铁元素均富集于绿片岩相至角闪岩相。其中，Pb、Zn、Cu常在绿片岩相中富集，Mo、Sn、Be的最高浓度见于绿帘一角闪岩相。部份亲铁元素可能是贯通元素。有时可见Cr、V、Mn、Ni、Cu、Zn、Pb、Co在角闪岩相中较之绿帘一角闪岩相略有升高，或V、Zn、Cu有在麻粒岩相中富集的趋向。但是，这种富集规律之研究还很不够，尚须具体地区具体总结。

(3) 微矿变质相带可能是变质岩地区寻找金属矿床大有希望的地区。例如，金的地壳丰度，黎彤估计为3.5ppb，如果富集了15~30倍（约50~100ppb），则构成金的有望地区。查明微矿变质相通常根据区域地球化学—变质岩石学研究法。但应指出，微矿变质相的发育与元素的迁移强度有关，也与溶液的活动及其金属元素的含量有关。变质岩石中通常是有流体活动的，某些相中微矿变质相的发育只能说明该相中有过元素的迁移和一定的液体活动，并不能说明是否形成了独立活动的“热液相”。因此微矿变质相，有些是大有希望成矿的，有些是不一定成矿的。

(4) 在变质成矿因素的作用下在适当的场所形成工业矿床。变质成矿因素由三个基本因素组成：变质热液的演化、区域热流及作用的时间。

变质热液的演化有三个高峰：第一脱水高峰后有前绿片岩相变质强度带中的矿床，也包括广义的含铜砂岩在晚期成岩或表生成岩期的成岩富集。第二高峰包括绿片岩相变质岩带中的矿床。第三高峰与混合杂岩边缘带的矿床有关。区域热流涉及区域变质程度。一般说来，要求变质程度适宜，并与有用矿物的生成热相适应。生成热较低的Pb、Zn、Cu硫化物及金矿，多在绿片岩相富集，在角闪岩相—麻粒岩相中，Cu的硫化物尚能“适应”，但常形或迁移强度大（品位富）但损失多（很少大型）的矿床。而生成热较高的某些氧化物矿物则常与角闪岩相—麻粒岩相带（混合杂岩）有关。变质作用延续的时间愈长，变质水成矿活动的时间也愈长，形成矿床的工业价值也愈大。

因此，变质水、变质程度、作用的时间

三个基本因素的有机联系构成了变质成矿因素。

(五) 发展和正确运用成矿理论 如果没有开放系统的完整理论，变质成矿的许多概念难于成立。足见地质基础理论对于矿床研究和扩大找矿思路有不可估量的意义。理论不能离开实践，当然也不能相反。但变质矿床学还是一个新兴的学科，未解决的问题甚多。首先，变质岩石学本身还存在一些问题，影响变质矿床学的发展。其次，变质矿床学本身方面：①变质热液成矿的一个基本概念是矿质通过变质反应带入带出。这一概念是基于下述假设：同地区内不同变质带中的同类岩石含有同量的成矿元素。然而原始沉积物可能有沉积分异，上述假设不够完善。②微矿变质相与变质矿体的关系，究竟是空间关系，即前者是后者的晕圈，抑时间关系，后者是前者的继续演化。似乎两者都存在。因有时看到变质矿体外围有益组份含量增高，有时又看到两者并不形影相随，矿体围岩有益组份变化自近而远，由低而高而低。③由此引起第三个问题：变质热液矿床与矿源层是空间关系，抑时间关系。如果是时间关系，是否如怀特和Ф.Б.邱赫洛夫(Чухров)等所设想的，变质水与其他水一道周游地下或渗出地表参与内生热液矿床或热卤水沉积矿床的成矿？④变质水演化、搬运及沉淀的实验研究、同位素研究，利用晶体化学理论研究各种金属元素在变质成矿作用中的富集过程等等都做得不够。

以上问题不过是举例。这些问题的解决不仅有理论意义，也有经济意义。此外，前绿片岩相变质成矿作用及与第一脱水前锋有关的成矿作用，尽管问题的提出已久，参与研究的人也多，但分歧也大，说明仍然是一个未被很好认识的领域。这个领域是联结沉积成矿作用与变质成矿作用演化锁链中的一环，其解决无疑对发展成矿理论，可能有所裨益。

(六) 结束语 变质矿床评价，首先要抓原岩建造、层位控矿标志及构造形变特征，结合矿石矿物及近矿围岩的岩石学特征，确定属于哪一类变质矿床。其次要研究含矿变质建造的特点、构造控矿标志、微矿变质相的强度和范围及变质成矿因素的特点，结合矿床地质特征的研究作出正确评价。进行

上述研究时要正确运用成矿理论, 开拓思路。

主要参考文献

- (1) 长春地质学院矿床教研室, 1978, 矿床学
(2) 董申祚, 1973, 变质作用及成矿, 长春地质学院
(3) 叶利谢耶夫 H.A., 1959, 变质作用, 科学出版社
(4) Mookheerjee, A., 1976, Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, №4, p.203~250
(5) Mookheerjee, A., 1970, Econ. Geol., v.65, p.886~889
(6) Powers, M.C., 1976, Bull. Am. Assoc. Pet. Geologists, v.51, p.1240~1254
(7) White, D. F., 1957, Bull. Geol. Soc. Am., v.68, p.1659~1682
(8) White, D. F., 1958, Econ. Geol., v. 63, p.301~335
(9) White, D. F., 1974, Econ. Geol., v. 69, p.954~973
(10) Winkler, H.G.T., 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine, 2 Aufl., Spriger
(11) Белевцев, Я.Н., 1972, Геол. и рудообраз., Вып.1, №17~25
(12) Белевцев, Я.Н., и др., Геол. руд.-ий, т.18, №2, с.3~11
(13) Гуревич, А.Е., и др., 1972, Теоретические основы нефтяной гидрогеологии, Нефть
(14) Коссовская, А.Г., и др., 1963, Изв.АН СССР, сер.геол., №.7, с.8~18
(15) Страхов, Н.М., 1962, Основы теорий литогенеза, т.1, 2, 3, АН СССР
(16) Судовиков, Н.Г., 1965, Сов.геол., №1, с.105~119
(17) Филатов, К.В., 1978, Основные закономерности формирования химического состава подземных вод и поисковые признаки нефтегазовости, Нефть



广西发现一个大型银矿

【本刊讯】广西冶金地质勘探公司 273 队, 在桂东南地区找到了一个以银为主的多金属矿床, 目前获得的银储量构成了大型银矿床。同时还获得了一定数量的铜、金、铋储量。外围找矿仍在继续扩大远景。

该矿床被认为是裂隙充填成因。它位于广西“山”字型构造前弧左翼的龙鼻状背斜倾没端之南。矿区地层呈北东向的单斜状展布。断裂构造比较发育。矿床按矿体成因及其赋存的地质条件及分布特征, 可分为南北二个矿带; 北矿带位于大天平山岩体南缘的凹陷部位, 分布有那高岭组钙质岩石, 常有钠长斑岩脉穿插; 南矿带矿体产于郁江组砂岩、页岩中, 明显受北东东和南北向两组断裂构造控制。

从 1956~1972 年, 该区先后有七个单位以找铁为主, 进行了普查、钻探、磁法、化探普查、详查等工作, 结论认为矿床规模小, 进一步工作意义不大。273 队于 1973 年初开始本区的普查找矿工作。

在 1978 年之前, 由于在找矿方针上存在单打一想法 (先是以铁为主, 后二年以铜为主), 忽视地质综合研究工作, 因而进展不大。1979 年后, 大力开展本区的地质综合研究工作, 根据矿床的地质特点和地质条件, 进行了矿床的控矿条件及矿石中有用元素赋存状态的研究, 利用电子探针、重砂分析及多种分析手段, 查明矿石中含银、铜为主, 并兼含铋、金、铅、锌组份。银和金、铋呈单矿物存在, 主要矿物是辉银矿、硫铅铋银矿和自然金, 只有少量赋存于硫化物中。经各种山地工程揭露评价, 肯定了大型银矿床的存在和利用价值。

矿石中银、铜品位较富, 金、铋、硫等也可供综合利用。经可选性探索试验, 证实了矿石的可选性良好。矿石埋藏浅, 在 0 米标高以上的矿石约占总矿石量的三分之二。易于开采, 水文地质条件比较简单, 交通方便。国家有关部门根据银的利用价值高和建设条件好的特点, 已着手进行矿山建设。

(潘曙光 蔡廷青)