

长英质侵入岩体在金矿化中的作用

摘 要

浅变质带中长英质侵入体与金矿化在空间上相伴生的现象,已为几位研究者所强调,然而,对两者在时间上和成因上的关系,仍有较大的争论。通过对伴有金和贱金属矿化的几个长英质岩体的实地观察及有关文献的总结,可清楚地看到,长英质侵入体的侵位对金属的带入、重新活化和富集等方面具有多方面的作用,这种综合作用可分为如下几种:

1、岩浆作用 侵入体本身可能就是含矿流体的来源。

2、变质—热液组合 在深成体及其围岩发生变质作用的过程中,可以使接触带的围岩发生脱水作用,释放出来的这些流体可淋滤、搬运成矿元素,并在有利的部位沉淀。

3、同化作用 被动侵位的岩浆可能捕虏并消融富含矿质的地层。

4、成矿前的容矿构造 长英质侵入体由于冷却、水压力而产生的裂隙,及应力导致的破碎和围岩中构造传播的网络,以及侵位后的碎裂变形,可提供成矿流体循环、沉淀的空间。

因而,可以认为,只有综合考虑岩体侵入前、侵入同时、侵入后各种导致矿化的因素,对于某个长英质岩体内,或附近围岩中的矿化带的评价才是全面的,进而还必须进行岩相学、液态包裹体、同位素、放射性年代学及地球化学方面的研究,以区别侵入岩体能否成矿,并找出其成矿特征。

引 言

在研究安大略地区“太古代斑岩”成矿作用的成因和价值时,明显地发现金矿化与浅变质带的长英质侵入体在空间上和有可能还在时间上有着密切的联系,在这些岩体内和—或在其附近的(出现浸染状、网脉状、裂隙充填脉和角砾,伴随不同类型、不同程度的热液蚀变)120多个Cu—Mo—Au矿化的研究,包括对许多长英质侵入体特征描述,使得对长英质侵入体在金矿床形成中的作用有了更深的理解。

Hodgson, 1981! 在他编写725个金矿床资料时(安大略 Abitibi带)指出,40%与长英质碱性岩组合(如正长岩、正长斑岩或长石斑岩)伴生,14%的与石英斑岩伴生。除主要的已知金矿区外,这种伴生关系在其它矿区同样也很明显。这些侵入体的成分分布在较宽的钙—碱性(如花岗岩闪长岩,石英二长岩、奥长花岗岩等)碱性岩石系列范围内(如正长岩、石英正长岩)等,而且其几何形态变化较大(如岩墙、岩株、岩床和岩钟等)。长英质侵入体在金的产生和富集中的作用可以从几个方面来说明,本文的论述便是其中某些方面的问题。

矿 化 型 式

从大的方面考虑,长英质侵入体与金的关系,按岩石侵入前被侵位的地区是否含金可分为两种情况:第一种情况是被长英质岩浆侵入的岩层不含金,金来自岩浆,第二种情况是侵入前金以某种形式存在于岩体侵位的岩层中,因而可通过几种不同方式,使金属沉淀富集

表1 亦出 Ontario 的 Superior 省已研究的与长英质侵入体伴生的金矿化类型

	实 例
1、岩浆组合	—
2、变质热液组合	
1) 区域变质	Gutcher Lake
2) 接触变质	Terrace Bay
3、同化组合	High Lake Chester Tl
4、火山成因组合	McIntyre
5、构造组合	加拿大 Arrow

1、岩浆组合

某些情况下,与金矿化具有密切空间关系的长英质岩株、岩墙,是矿化的唯一的或主要的容矿岩,这就使得许多研究者不得不认为岩浆与矿化的成因联系。

Mantei 和 Brounlow (1967) 在研究蒙大拿 Marysville 岩株时(到1967年已产金一百万盎司)认为,岩浆最初所含的金高于其背景值,结晶作用过程中,金在残留相中富集,并向侵入体边缘迁移,沉淀在接触带或其附近。Tillinyetal (1973) 等证明,未蚀变的火成岩的含金量变化较有限,一般不比背景值高,他强调金的含量较高是由于次生作用的结果,而不能代表初始岩浆的富集程度。这点可利用地表地热体系予以更好地说明,在地热体系中,无论是热流体、还是围岩,它们的含金很低(分别为0.05 ppb 及 <1 ppb)。然而长期活动的热液体系却能使金属浓度增加到其背景值的几百倍。

Kwony 和 Crocket (1978) 在研究安大略西北地区的 Kakagi LaKe 不同岩石金的含量时,认为火成岩中原生金的含量,不影响其以后的富集作用,他们注意到与铁镁质矿物相比,石英和长石中的金是较贫的,并注意到,如果金不随早期铁镁矿物与熔体分离的话,将作为挥发份失掉,而不保留在残余的长英质岩浆中。

Wolbe (1976) 在研究了横贯安大略 Superior 省的六个长英质侵入体后提出,不管它们原生金的含量如何,金矿化总与侵入体的蚀变部份有关,而未蚀变的部位几乎无金。

Ploeger (1980、1981) 在研究 Kirklandlake Break 地区与碱性岩组合伴生的金时,注意到正长岩中金的原始含量对金后期的富集作用并无影响。

为了弄清长英质岩浆与金矿化之间的成因联系,还需要对许多岩体作详细的工作,

找出事实依据。就所研究的“太古代斑岩”体系的情况来看，还没有发现“含金的”长英质侵入体是唯一矿化因素实例（Marmont，待刊）。

2、变质—热液组合

人们认为在区域变质和接触变质作用中产生的热量，对产生和使能携带并沉淀金的流体流动起着重要的作用。

2、1 区域变质作用

对变质以前和变质同期的侵入体来说，区域变质作用对含矿流体的产生起着重大的作用。外来流体的连续渗透作用能使岩体和它的接触变质带发生水化，这样导致金属再活化，并在适当的部位沉淀。与 Gutchet Lake 岩株伴生的铜和金的矿化，如 Studemester 1982 作博士论文时所讨论的，就是这种矿化类型的一个实例。

Gutchet Lake 岩株（图1）位于 Algoma 地区 Wawa 北东约30公里处，是一个半圆形的、位于浅变质带的岩株。它侵位的围岩岩系是镁铁质长英质变质火山岩、条带状含铁建造，含硫化物泥岩与变质碎屑沉积岩互层。岩株中的主要岩石类型是中—粗粒块状等粒奥长花岗岩，其核部未变形，而沿其边缘，则逐渐变为叶片状、片麻状、片状。岩株的接触带不规则，含大量的捕虏体，斑岩岩脉从岩株向围岩中延伸可达3公里，矿化最强的是侵入体的北接触带，与最强的变形部分相吻合。据报道那里还发现了各式各样的碎屑角砾（Studemest (1982)）。

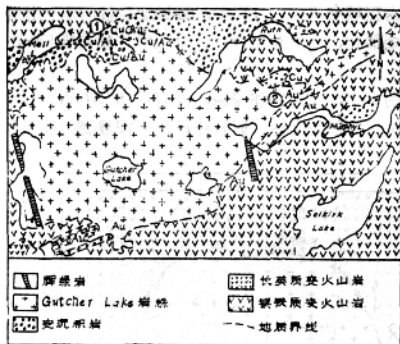


图1 Gutchet Lake岩株地质（根据 Studemester, 1982）

Gutchet Lake 岩株的侵位使它的围岩变成角闪岩，由于区域变质作用呈低绿片岩相，结果使接触变质带退化为黑云母角岩。矿化以两种形式存在：

1. 黄铜矿和金产于由石英、绿泥石、黑云母、碳酸盐、绿帘石、磁铁矿、阳起石、黄铁矿和磁黄铁矿组成的部分变质的化学沉积岩中。矿化似乎与变火山岩的层理或片理一致。

2. 金和硫化物（主要是黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿和辉钼矿），产于石英—碳酸盐—白云母—绿泥石脉中，这些脉体横切沉积岩层，穿切岩株

接触带。含金脉与不含金脉的唯一区别是硫化物的含量不同，硫化物在矿化脉中要比无矿脉中多，含硫化物的泥流沉积组合与含金脉显示了空间上的伴生。因为硫化物的矿物学、矿化脉的有机碳的含量与泥流组合一致，推断它们在时间上也有联系 (Studemeister 1992)。

靠近脉体，围岩蚀变强烈，表现为石英、碳酸盐、绿泥石、白云母和黄铁矿的增加，黑云母、绿帘石、闪石的减少。且在脉的接触部位片理化最发育。

主要矿化带位于岩株的北西角，由产于向东延伸的剪切带内的含金—铜脉群组成。这些脉体的围岩是石英—绢云英片岩和石英斑岩，据报导在此矿化带，曾发现过石墨。这些脉体附近的泥流沉积组合中，有硫化物的扁豆体和透镜体产出。近期对 Ego 矿作出新评价，表明平均含 Cu 1.6%、含 Au 0.1 盎司/吨的矿石有 348,000 吨。

位于岩株的东缘的 Amherst 矿，由含硫化物 20% 的块状石英和铁白云石脉构成。其中产于奥长花岗岩中的脉体，其硫化物含量比产于镁铁质火山岩中的脉体低，Amherst 矿山 1926—1940 年产量 2553 盎司。

Studemeister (1982) 提出了金和铜矿化的两阶段模式，以在火山活动期间，喷出贱金属和贵金属作为薄层沉淀在化学沉积岩内。同期的 Gatcher Lake 岩株侵入提供了热量，使汇集在上升的岩浆顶部的共轭裂隙处的热卤水（海水）重新对流。通过该过程形成了我们今天所看到的 Ego 矿。

第二个矿化阶段是由区域变质作用过程中，接触变质带的水化作用引起的，即流体使附近早期硫化物中的金活化，并重新组合，该阶段的产物可在 Amherst 矿岩株较深的接触带部位见到。

第二种热液事实上的存在，其性质和来源，没有得到 [Studemeister (1982)] 所报导的液态包裹体和氧同位素结果的支持。而岩株侵位、区域变质作用与矿化之间的时间

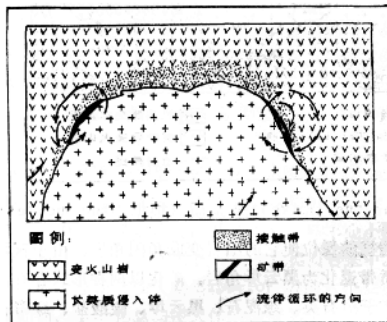


图 2 来自一个岩株围岩的变质热液略图

关系仍有待证实。更为广泛和深入的液态包裹体和氧同位素的研究，并补充氢同位素的研究和 U—Pb（锆石）测年龄的方法，将有助于减少或消除含糊的认识。

2. 接触变质作用

由于接触变质作用,能够使围岩脱水并在侵入体边缘及其附近形成对流系统,因而在变质—热液体系中(图2),必须考虑它的作用,在这种情况下,长英质侵入岩体作为“热机”,使接触变质带原有的低级变质矿物组合变到角岩或麻粒岩相,低级变质矿物组合脱水而释放出的流体,可淋滤金属,并在一定的环境下使其沉淀。除以这种方式产生的流体外,对流系统还可能吸收更外部来源的天水和原生的岩浆水。在这样的流体作用过的部位,接触变质带可能发生退变质作用。

该类矿化的例子是 Strey, Priske 和 Syine Townships南部的Terrace Bay岩基附近的矿化(Thunder Bay东225KM和Marathon西85km处)。杏仁状、枕状和球状富铁拉斑玄武岩构成了该地区的变质火山岩系的主要岩性,其它少部份火山堆积物为中性凝灰岩、火山砾凝灰岩、杏仁状、球状岩流产出在岩基的西北缘。变质火山岩与中薄层的燧石、灰瓦岩、粗砾层及块状磁铁矿—磁黄铁矿条带互层,这些褶皱了的上覆盖层沿向斜轴向东倾伏。Terrace Bay岩基侵入到盖层中,椭圆状产出,出露面积约 19×5.6 KM,其长轴与周围的变质火山岩的走向一致。

岩基是均匀的,由一次侵入作用形成,主要岩石类型,是块状中粒等粒花岗岩闪长岩及少量黑云母花岗岩、角闪石—黑云母花岗岩、角闪石正长岩和角闪花岗岩闪长岩,在岩基接触带及其附近的花岗岩,一般含有较多的镁铁矿物,表明岩体的侵位过程中,由于基性围岩的混染,而使得熔体富集了铁镁质组份。Terrace Bay岩基被宽几厘米—2米的细晶岩和伟晶岩脉所切割,从岩基伸出的岩枝切割沉积火山岩,它们由粉红—淡黄色的细晶—隐晶花斑状石英—长石岩墙和岩脉组成。花岗岩闪长岩中的蚀变作用包括绢云母化、绿泥石化和赤铁矿化,破碎愈强烈,这些蚀变作用愈强烈。在岩基的中南部有斜长石斑晶中含有赤铁矿尘粒的斑状花岗岩闪长岩产出。区域变质作用一般为绿片岩相,但Terrace Bay岩基的侵入使围岩局部变成角闪岩。

在Terrace Bay岩基中及其周围的矿化包括两类矿物组合:

1. 含Mo—Cu脉体,局部含有少量的贵金属,围岩为花岗岩闪长岩和—或细晶岩,这些脉由富集了钼的残留熔体相所形成,这些残留相的物质曾在侵入体的外部—上部循环。

2. 主要为含黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、辉钼矿、闪锌矿和金的多元金属脉,产于岩基的接触带或接触带附近。出现在岩基接触带的北西部的几条富金脉,(图3—2、3)岩基地质(根据Marmontcolvine 1981)以及南西端的North Shore矿(图3—10)接触带北东部的Empress矿(图3—11)是金与Teeyaleba岩基在空间上密切伴生的实例。²

在侵入体西北接触带的富金脉体中所采的几个样品,经分析其金的含量可达 25.8^2 盎司/吨。其初步的岩相学研究表明,金与自形—他形的粗粒到非常细粒的黄铁矿间有独特的伴生关系。金在黄铁矿及其它硫化物上不是呈包裹的薄层和—或沿这些矿物的裂隙进行充填的现象该含金脉的蚀变晕由里向外,由富铁绿泥石构成的绿泥石化带逐渐变成贫铁绿泥石构成的绿泥石化带,然后到绢云母化带所组成,后者表现出与接触带的闪岩成突变接触。金和大立方体黄铁矿特别富集的位置是脉体被早寒武中到晚期的煌斑岩切割处。Terrace Bay岩基及其周围的金矿化的详细研究工作正在进行之中。

因而可以得出结论,不论长英质侵入体在变质热液体系产生过程中的作用有多么不

同，总可以概括为下列因素之一，或它们的共同效应：

1. 由于上覆岩层的去水作用在接触变质带内产生流体；
2. 导入部份岩浆热液；
3. 吸收部分外来流体（天水、海水等）进入热液对流系统；
4. 产生一脱水的接触变质带。如果这种带被外来的流体水化的话，则可成为金富集的有利场所。

3. 同化作用组合

关于熔体的接触变质相、混合岩化作用、杂化作用以及混染作用的讨论，是范围很广的课题，且有些方面是含糊不清的，这已超出本文的讨论范围。简言之，上升岩浆的被动侵位伴随着炽热的岩浆与冷的围岩之间的化学反应，并导致围岩被熔体全部或部分消融。这种作用的强度取决于许多因素：如岩浆的来源、温度—压力、成分及侵位的方式和深度，以及围岩岩性和构造特点，这种反应的结果产生了包体，它们对原岩特点有不同程度的保留，变化范围是从“抗熔体”resister 到“残留体”(relicts)的一系列包体。“抗熔体”是指阴影构造(ghost Structure)或阴影地层 ghost Stratigraphy) 这种情况下，可以沿着层位对它们进行追索，它们似乎与原始地层的走向连续。“残留体”是镁铁矿物的集合体，表明围岩几乎完全被同化和转变，在上述两个极端之间，可以看到成分、形状、大小变化很大的捕虏块体，杂乱地分布在岩体的边缘或顶部。并且由于岩浆的顶蚀作用，这些块体可以从岩浆的顶部沉降到岩浆内部，有些情况下，包体的接触带与侵入体的主要构造一致，表明这些包体沿侵入体的节理或叶理经过了重新排布。

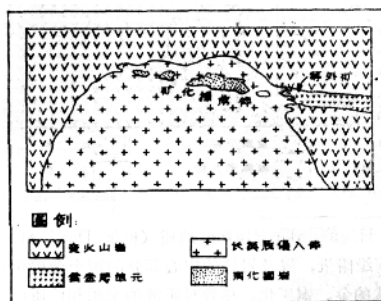


图4 一个长英质侵入体的同化含金属围岩的略图

在侵入体侵入到含矿地层，并混染其中的级外贫矿体（图—4）时，才显示出捕虏体对成矿具有重要意义。显然，捕虏体中硫化物和金的保留的可能性，必须考虑变形和熔化的程度，因为在高变质地区，可能已将金属从地层中逐出。侵入体的就位和捕虏体的包裹，可能与矿化作用同时发生，在这种情况下，包体与同它们邻接的侵入体可以作含矿流体的良好通道。含矿地层的同化作用，可以用产出在Hig Lake 深成岩体内的

铜、金矿的产出加以说明, Chester Township花岗岩体混染带内产出的金、铜矿化也可能证实这一事实, MaChasey et al(1974) 认为 Atikokan北部 Hammond Reef 矿金与此为同一类型。

High Lake地区位于Kenora西48KM Winnipeg东161KM处, (图—5) 块状和枕状玄武岩流与含有安山岩流角砾、岩枕及细粒的流纹质凝灰岩、结晶凝灰岩和石英斑状流纹岩呈互层出现。变碎屑状沉积岩, 主要为长石砂岩、长石质杂砂岩和砾岩层作为变质火山岩夹层出现。含以毒砂为主的块状到浸染状硫化物层的石墨泥质岩与其枕状玄武岩互层。High Lake 深成岩体主要由具有环状岩墙的斑状奥长花岗岩到花岗闪长岩相(“北”相)和石英闪长岩到花岗闪长岩相(“南”相)组成, 除化学成分上的差别处, 北相与南相的主要区别是变形程度的不同, 北相表现为碎裂变形和透入性辟理的开发(Davies 1965)。

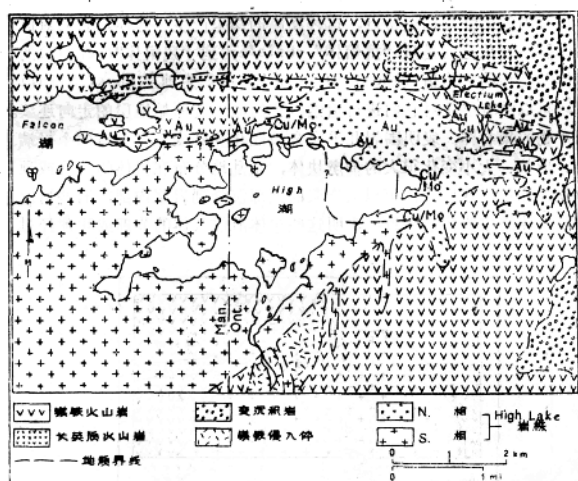


图5 High Lake Pluton 地质 (根据 Davies 1965)

在北相的东缘和南缘附近, 以及岩株的中心部分的两个金矿化点和一个铜矿化点中, 可以见到不规则状的金、铜矿化。尽管对矿液的来源和性质仍有异议, 但大多数与 High Lake 岩株的接触带伴生的金的矿化沿主要剪切带或其它线型构造发生的 (Davies 1965) 确定一个事实。然而, 明显位于侵入体内的金和铜矿化, 可能是由于奥长花岗岩对贫矿石体 (可能是含石墨、硫化物的泥岩) 同化作用的结果。Toronto 安大略地质调查所地质科学实验室所分析的样品, 是这种硫化物泥岩的一个例子。其Au含量为1600ppbm, As为9.2%, 北相中心部位“斑岩型”铜矿化, 也似乎是消熔作用的结果。因为含硫变质沉积岩的磁铁矿含量及硫化物矿物学特征与矿化带是可对比的。

在 Chester Township 地区, Siragusa (1981) 指出, 金特征地出现在变质火山

岩捕房体中的硅化剪切带和裂隙中。这一观察对了解该区一些含金硫化物的产状具指导作用。但是成矿作用与剪切带和裂隙带、硅化带及其它蚀变带伴生，说明了这一地区其它几种成矿作用的可能性。

总之，须强调的是，尽管在小规模的同化体系中，矿化带范围不具经济意义，但在大规模、多阶段的体系中，有利的上覆岩层的混染、杂化，有可能在侵入体内形成具经济意义的矿体。这些矿化也可以表明，具有潜在经济意义的原生矿石存在于周围的火山—沉积岩中。

4. 火山成因组合

海底岩浆喷发可以伴随含金属热水溶液的喷出，并在出口处沉积硫化物层，同时期的次火山相长英质侵入体的侵位，有助于海水的循环，并从围岩中淋滤出金属，于是这种热卤水可以沿位于岩体内及邻接的火山岩中的冷却造成的裂隙或其它容矿构造中聚集，并以硫化物或其它矿物形式，将金属沉淀。除岩体内的矿化外，因滑坡而形成的远岸化学沉积岩和碎屑沉积岩，也可包含富集的金属，浅成侵位常表现为由斑晶或细粒基质组成的斑状结构。因而在这种地质环境下，侵入体构成了火山作用的一个有机整体，它与在火山作用之前、同时和之后侵位深度较大的花岗岩体不同，与其相伴生的部分或全部的流体将喷出，结果该热液体系，加上大量的海水组分，沿着水下岩层界面附近发生普遍的蚀变及块状或一和浸染状矿化（图—6）。

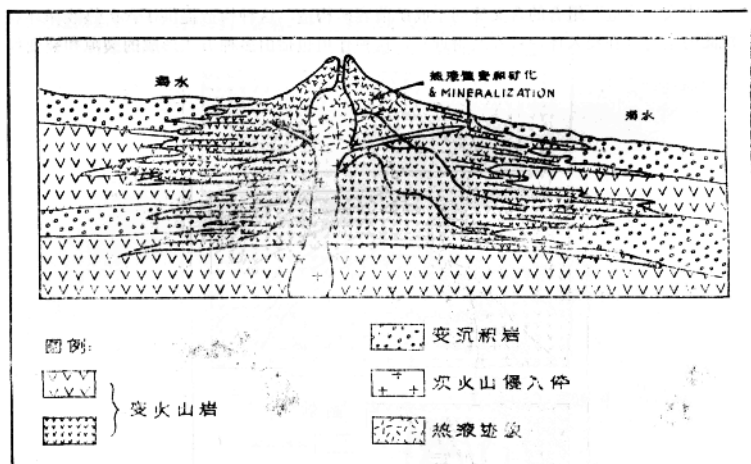


图6 一个喷气—热液体系的略图

关于 McIntyre 矿有如下三种成因解释：

1. Peal Lake 斑岩是一个浅变质的长英质侵入体 (Griffis 1968, 1979)。基于这种假设，侵入体及其围岩中矿化和蚀变，则是由这种岩浆和/或变质热液体系引起的

2. Pearl Lake 斑岩是一个现已分布在地形复杂的地表的长英质侵入体。
3. Pearl Lake 斑岩是一个次火山地体，它通过散热，使得海水循环，产生热液体系。

最后一种解释与上述的火山成因组合一致。

为了避免冗长重复描述，读者可参阅 Davies 和 Luhfa (1978, 1979)、Luhfa (1974)、Griffsi (1962, 1968, 1969) 和 Pyke 及 Middleton (1970) 等所做的该矿地质特征的详细研究。Luhfa (1974) 和 Davies、Luhfa (1978, 1979) 对 Pearl Lake 斑岩的侵入成因提出异议。这些研究者认为，由于缺乏可辨认的侵入构造的侵入接触的证据，该斑岩应看成是交代的、后期变形期后的长英质火山岩组合。假如 Pearl Lake 斑岩和 Timmins 地区相应的侵入体，是沿一主要断裂 (Hollinger 断层?) 侵位的近地表次火山体，则近地表的侵入强烈的变形作用可以解释特定侵入特征的缺乏。下述特征，诸如浸染状硫化物以长英质斑岩组合为围岩 (成分上可与花岗岩岩体对比)，金矿化以变质火山岩为围岩，以及由绢云母化、赤铁矿化、钠长石和碱交代作用组成的早期蚀变带等，与次火山热液体系的某些 (特征) 相一致。因为目前关于 Pearl Lake 斑岩的大多数资料结论是不明确的，所以还需要进一步的岩石学、液态包裹体和同位素的研究，以便更好地了解长英质片状岩体的特征，进而推断成矿作用过程。

5. 构造组合

本文“构造”组合的含义等同于成矿前容矿构造，这种构造提供了含矿热液循环和沉淀的空间 (在侵入体内或在其附近)，这种作用包括由多种方式形成的裂隙和裂变作

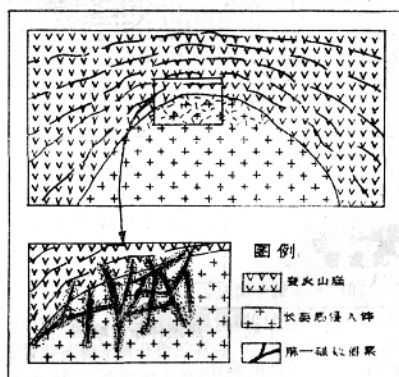


图7 在一个长英质侵入体中的破裂溶矿构造图

用。区域规模的变形作用不在讨论之列。

由于长英质岩体具有脆性变形的特点，而围岩则由于应力作用而发生塑性变形，这种差别会在侵入体内产生较为复杂的裂隙型式（图—7）。横穿接触带的脉体由岩体进入变火山岩后迅速消失就是这种变形差异的例证，脉体周围的蚀变晕进入变火山岩后也似乎减少或改变性质。加拿大 Arrow 矿区的金矿中，石英脉周围的含金赤铁矿化蚀变晕只限于二长岩的岩株范围内，脉体进入围岩后，蚀变便消失。

冷缩裂隙，一般局限于侵入体的上部和外缘，它们是由于侵入体的内部和深部仍处于结晶过程时，岩浆边缘带快速冷凝的结果。而水压裂隙是岩浆内挥发份和流体压力较高产生的，这是长英质侵入体产生裂隙的另一个可能原因。

由于上升的岩浆侵入作用，能使原来的裂隙重新活动，使岩性界面裂开，扩张早期的构造裂隙，以及使角砾带加宽。

在岩浆的被动侵位过程中，同侵入变形作用可使侵入体的周围产生许多裂隙和片状结构，侵入体和/或围岩的碎裂变形（图—8）产生“斑状”构造，它们可以促进热液的迁移循环。在这种情况下的“斑状”构造不是侵入体作用形成的，表明岩浆的快速冷却。更确切地说这种斑状构造是一种次生构造形迹，它们对于碎裂变形作用带（如剪切带或断裂带等）的圈定提供了证据。

区域变形和构造作用，对于在长英质侵入体内部或其附近产生通道的影响，还需要对构造因素作广泛的探讨，显然，这已超出本文讨论的范围。

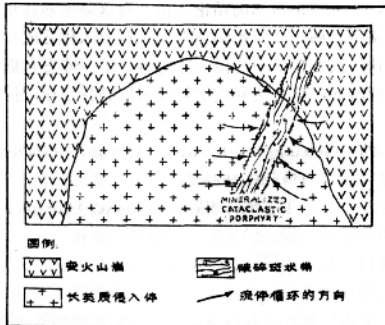


图8 一个长英质侵入体破碎变形（容矿构造）的略图

结 论

如 Hodgson (1982)、Riley et al (1971) 和许多其他地质工作者所指出的那样，长英质侵入体与金矿化在空间上的伴生，已成为公认的事实。然而两者在时间和成因上的联系仍有争论。本文分析了在长英质岩浆侵入过程中的各个不同的作用，并将它们与可能涉及到的其它一些因素按其次序进行排列。

但必须强调，引起成矿作用的因素决不是单一的，上述的每一个例子，仅是用以说

明长英质侵入体在金的产生、沉淀和富集过程中某一方面的作用，实际上，它们是包括了多种要素的一个综合模式。因此，侵位于浅变质带中的变质火山岩／变质沉积岩的含矿地层中的长英质侵入体，对于伴生金的成矿作用包括：

1. 围岩捕虏体和块体的同化作用，其部分可能已遭受过矿化作用；
2. 邻接围岩的接触变质作用，发生脱水作用放出流体，并从围岩中淋滤，活化金属；
3. 对流系统的形成，是通过接触变质带内热的散失而产生的，同时将原生水、或其它一些流体吸收进入对流系统，这些流体含有金属及或者能在运移途中淋滤金属。
4. 由于冷凝、水压和与围岩强度的差异而产生的各种裂隙，为含矿热液提供了通道；
5. 由于侵入作用同时产生的变形作用、在接触带形成片理和片麻理，增加了接触带的可溶性和活动性；
6. 侵位期间因侵入作用早期的构造网络和张裂得以发展与复活，产生了更多的通道；
7. 可能有含成矿元素的岩浆热液的导入；
8. 侵入期后，由于沿剪切带或断裂带发生的碎裂变形作用而产生的“斑状”构造，将进一步促进含矿热液的渗透和聚集。

尽管考虑到上述许多因素，但在对长英质侵入体内及其附近矿化带进行评价时，还应综合其它地质因素，才能得出恰当的结论。由于对区域变质作用、蚀变作用和变形作用在时间和特征的了解很不够，必将影响使对长英质侵入体在成矿过程中的作用的估价受到影响，通过研究这些浅变质带中的侵入体的岩相学、液态包裹体、同位素、放射测年龄和地球化学方面的特征，将能更好地了解侵入体成分变化，侵位的方式与时间，伴生的热液事件等。

张亚雄 译自 The Geology of Gold in Qntarip (Page38—46) edited by
A. C. Colivine 1983

Qntario Geological Suwery Miscellanepus Paqer 110

胡伦积 校

对于金和另外一些金属元素的 勘探地球化学

现代的勘探地球化学约在一九三〇年发源于苏联。在最初的二十年里，只有少量的资料被翻译成英文，因而大部份我们所了解的有关地球化学方面的知识，是来自于各地的一些分散的资料。另外一些则是科学工作者们所获得的一些实际工作的经验，他们通过会议得以交流。

原则上讲，勘探地球化学就象地球物理勘探或地质勘探一样，是一种工具。它通常被应用于小规模区域内，一平方英里或更少一些，其优点是：工作方法简单，成本低，同时可以用于查明矿化的位置及范围。

矿床的形成与破坏的效果均可从应用于地质勘探中。各种金属元素所产生的晕是在矿床形成时和矿床形成之后的风化作用中产生的、侵蚀带（风化带）是矿床在遭到风化作用后所产生的效果，风化作用对矿床的侵蚀有两种类型：物理的风化和化学的风化。我们最常见的矿床的侵蚀作用就是在河流中沉积物发现的机械沉积。一个实际的例子，如：石英脉的剥蚀。在河床中可从根据发现的石英砾石来追索上游原生的石英脉”或者利用淘得的金砂，逆流而上，直到金粒变细和色彩消逝的地方，或者是金砂完全消逝的地点上，于是在该处山坡上就可以取样和淘洗。用这种方法，就可从一直追索到这些冲积物的来源。关于这些理想的早期的思想和找矿方法，已有许多著作论及，并且在过去，用这种工作方法已找到过许多很好的基岩矿床。

地球化学更多涉及的是自然界中不同的化学原素的化学运动。勘探地球化学主要是涉及那些对寻找矿床有用的元素。矿床可能产生两种晕：原生晕或者叫做浸蚀晕；次生晕或者叫浸蚀晕。关于它们的划分后面将要进行讨论。

首先来谈矿床的形成。近来已知道金属元素的浓集一般是发生在地球中的破裂带上，而金属元素只有与具备了热源和溶剂之后才能迁移。这个溶剂通常就是卤水，它既可以是海水，也可以是由于蒸发而产生的浓缩的海水。在一定的高温高压的条件下，这些热溶液从岩屑中带出不同的金属，在一些降温的扩容带，由于与具还原功能（如页岩）和中和能力（如灰岩）的岩石作用，这些溶液中可能会沉淀出一些金属元素，而另一些矿床可能是由于携带着金属元素的卤水和渗入到深部地层中的雨水的混合而成。总之，任何破坏原来的平衡的条件时，都可能形成矿床。金，被认为是在这样一个过程中从超基性岩中带出，并且随着与含有炭质或分散状硫化物的还原物质或岩石的反应而沉积成矿。在成矿过程中各种矿物按着一定的顺序沉淀出来。这是矿床周围的原生晕与带形成的主要原因。也是随着深度和厚度的不同矿床的组成也是变化的主要原因，这是一个非常重要的概念。显然，矿床形成过程中的不同阶段，在时间上是不易区分的，但它在空间上却是可以区分的，这就是我们能获得晕或分带性的原因。一些指示元素的分带

性如下：（头晕） Sb—Hg—Ag—Pb—Zn—Ba—Au—Bi—Te—Ni—Co—Mo—W
（尾晕）

在该系列中，占据两个位置的指示元素，例如：As, Cu 和 Sn 已被略去了。得出，指示元素的含量应高于所研究区的背景值。因而分析这些标本的化学实验室，应该能够对于背景含量以下的浓度级，仍能给出较为可靠的值。部分指示元素的背景值如下：

指 出 元 素 背 景 值

元 素	基 性 岩	花 岗 岩	理想最低分析线
Sb	0.2	0.2	1.
Hg	0.07	0.07	0.1
Ag	0.11	0.04	0.1
Pb	6.	19.	5.
Zn	105.	39.	20.
Au	0.001	0.004	0.01
Bi	0.007	0.01	0.1
Ni	130.	5.	5.
Co	48.	1.	2.
Mo	1.5	1.3	1.
W	0.7	2.2	1.

如何在金矿床中应用这些指示元素呢？下面就是一个例子，利用发现的矿床中指示元素的含量，看其是否能够确定矿床是向下有较大的延伸，还是仅仅是一个较少的剥蚀残留体，为此将实验室获得的分析值除以各元素的背景值，这样就得到了高于单位含量的倍数，例如：Pb、Zn、Ni 和 Co，用这四个数计算出比例系数 R：

$$R = \frac{Pb + Zn}{Ni + Co}$$

分子上的两个元素是指示元素分带序列中头部的 Au 之前的元素，而分母上的两个元素则是分带序列尾部 Au 之后的元素。若 R 大于 1，则所发现的有可能是一个大矿的顶部，若 R 小于 1，则所发现的可能是矿床剥蚀后残留的尾部，（如图 1 和图 4）。在 R 大于 1 的地区中不能应用这种方法。在一个矿区上进行网格状取样，可获得几个标本，将每个标本所获得的 R 值进行圈图，得到一个像胡萝卜一样的图形，其中心点代表矿体所在。（如图 1，2、3、4）这种异常分带图，在决定是否进一步打钻验证，或是放弃此项工作时是很有用的。

如上述，一个典型的金矿风化将产生两种类型的剥蚀形式：一个是机械风化，一个是化学风化。在漫长的岁月中，地球遭到了风、雨、空气和日光的照射作用，使得矿床中每一个化学元素都遭到了一定类型的破坏，而这种破坏作用是不同的，加之元素所处的环境也有所不同，因此风化作用也是不同的。如：在有硫和硫化细菌存在的热带气

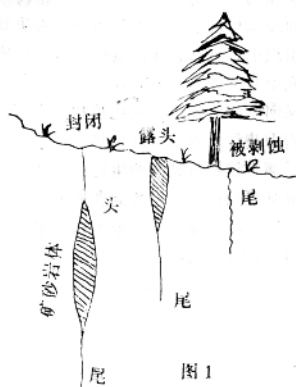


图 1

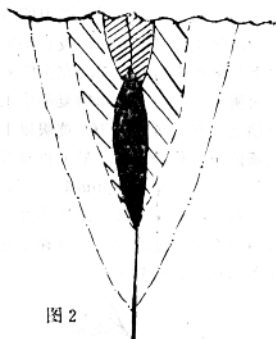


图 2



图 3 矿体或矿尾部的异常图、(剖面)



图 4 矿的顶部或完全封闭的矿体的异常图(剖面)

流中,这种破坏作用进行的快,反之,在冰雪和岩石复盖下的寒冷气候中,风化作用进行的慢。其它一些影响风化作用进行的因素有:年降雨量,岩石的成份和渗透性,植被类型及保持性,地下水运动,每日的温差等等。那些将金属元素风化带走的流体,主要是渗透的雨水,其中溶解了氧,二氧化碳及由于植物腐蚀而产生的腐植酸。在土壤中最重要的是腐植酸,它是两种十分复杂的物质之间的腐植酸和草酸,二者都是很重要的络合物。各种元素在风化时都有着不同的特性,一些易溶的元素就能被溶液带走,如:碱金属、铯、钡、铀,而另外一些难溶的元素就留在风化了的矿床附近,如:锡、铅、钨、铝、铁,然而大多数的元素是位于这两个极端之间,如:水银、铜、镍、金、钴、银。速描图 5 的例子中,难溶的元素就残存在矿床附近,被土壤复盖,同时由于土壤的拉牵作用而慢慢下滑。而易溶的元素则被渗透的雨水和地下水带走,在水表与地表交切的地方以泉水的形式再现。而在另一个地区,易溶元素可能沉积在植被之下,因为植物每年的落叶将溶解,并重新被土壤吸收,进而又分解变成成为腐殖质,(泥炭、泥塘土、腐殖土,顶层黑色土)和沉淀(褐灰色的森林土,红土)。时间越长,沉积的越深,腐蚀的越充分。这样在此地所有的土层中都含有一定数量的由于植物的分解而产生的腐殖

质，并且随着时间的变长和厚度的加大而变少。这样就形成了地球化学的一个分枝——生物地球化学，它是研究植物对土壤成份的影响作用。生物地球化学研究在植物中元素的吸收和浓缩，以及存在表层土壤中的富集。而地球植物学研究各种植物在富集某种特殊的元素的地区生长的能力，以及在不同植物组织中它们是怎样富集起来的。在地表上，这种植物对土壤表层的作用，在金的矿化研究中有着独到之处。在雨季，树和灌木的根系被水面所淹没，而在干燥的夏季中水平面又向下降的很多，因此植物的根系行为就像一个钻机，有时可以从 100 英尺以下的基岩中获得元素。当研究基岩矿床时，很容易确定土壤的金属是来自原生晕的机械分散还是通过植物而吸收的生物化学富集，第一种情况中的含量水平可达 1 ppm 金，比第二种情况要高得多，(通常金含量少于 0.2 ppm)。区分这两种情况可通过数学统计计算，或不同的过滤剂来实现。地球化学家已设计了一种通过使用不同的过滤剂而区分在某处的锌是来自脉中的，还是工厂废水中的，或者是土壤中的方法来区分锌矿。

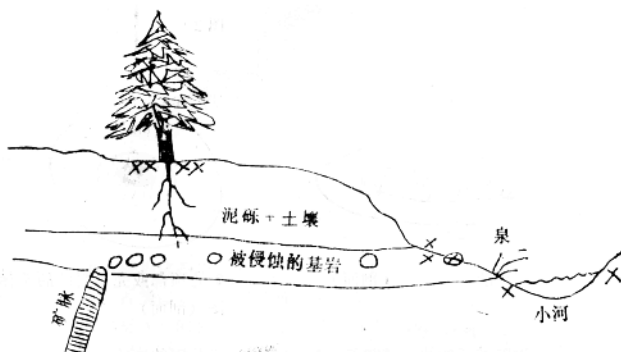


图 5 元素的迁移痕迹，异常点由 X 表示

并非所有的元素都能很好地被植物所吸收。某些能够满足植物的生长需要的元素，(Mn、Fe、Mo、Cu、B、Co 等) 这些元素可以被富集在植物之中。同时，一些毒素元素 (Pb、Hg) 则被拒绝吸收。无毒元素促进植物的生长，被植物所吸收，赋存于树的叶片上，小枝条上，小草上，叶针上，树皮上，总之赋存于植物每年脱落的部位，每年都可以从植物上脱落一次，或者更频繁一些。贵金属则属于无毒元素，植物根系末端的有利条件促使贵金属的部分溶解，因而可在植物的组织中发现 Ag、Au、Pt、Ru 和 Ir。由于植物灰中某个金属元素的含量与土壤中该元素的含量有关，因此在地质勘探中对植物灰成份的分析已经渐渐被应用。实际上该原则同样可从应用到浓密的森林中 (工区中) 森林杂灰灰份，林中的黑泥灰份都可以用来代替植物灰份。当然这一原则也可应用于半荒芜的植物区或者草原地带。但在沼泽地、干湖、冰碛交盖区、陡坡泥浆地，红土和母岩层演变来的土壤中应用该原则是很困难的。在以上的每一种情况中，常常必须经过一

个时期的实验工作，以便针对每种情况总结出不同的工作方法。这种选择工作方法的过程，都应是十分严格的，精密的，因为任何一点的偏差都可能得出一种无法对比的结果。

在实际工作中的价值

情况 1：通过在科罗拉多地区的工作，USGS 组织在一九六八年的 562 号报告上发表了一篇关于科罗拉多州一个全面研究的结果。该报告报道了金在富腐殖的森林土灰中和下层的土壤中的含量少于 $0.04-0.6\text{ppm}$ 。因为森林土中的金是由下伏岩层的化学溶解而获得的，这样这种森林泥土提供给我们来自通过冰川漂移而形成的下伏地层中的难溶的金。这层 6—12 英寸厚的冰川移漂物在一定程度上反映了物质迁移的物理形式，固其程度是有限的，因而金的含量较低。已知矿化 50 英尺以上的地上生长着的树的树干灰份中，金含量约为 3ppm ，针叶灰份中含金量为 0.7ppm ，图 6 和图 7 就是在大约 20 英亩的地区中观察到的两种情况的对比。泥土 MuWu 定义为：有机物和矿物质的混合物组成的富腐殖质层，通常同下伏的矿区逐渐过渡。

情况 2：西海岸温暖潮湿气候带残留的砖红壤。该地区的森林泥土灰中金的含量为 $0.07-0.7\text{ppm}$ 。所获得的值是由黑泥土层和红土层的混合物中分析得到的。这是因为有较陡的斜坡，因而使得砖红壤被剥蚀而复盖在许多地方。图 8 展示了大约 60 英亩地区上金的异常情况。

情况 3：加利福尼亚山脚。对于该地区该例不十分典型，类似于 Klamath 山脉的情况。它的特点是背景值较低，金大约在 $0.02-0.05\text{ppm}$ ，和衬度值较低，最高可达到 0.2ppm ，如图 9。

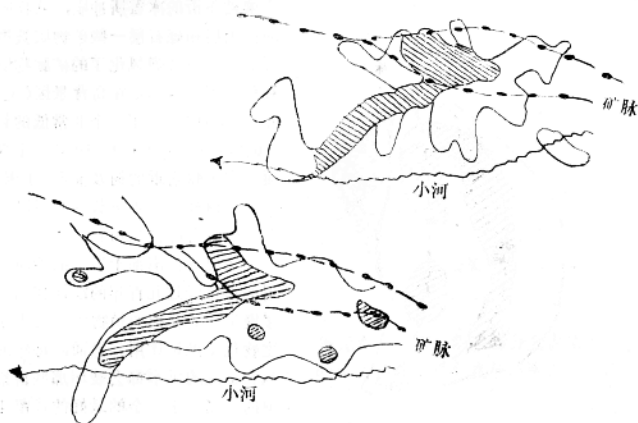


图 6 金在土壤中 6—12 吋深，阴影部分金含量大于 0.6ppm 。其余部分金含量为 $0.2-0.6\text{ppm}$ 。图 7 在黑泥土灰中的金，阴影部分以外金含量大于 0.6ppm 。