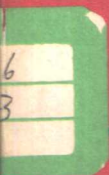


火山成矿作用



一九八三年十月十七日

地质出版社



火山成矿作用

李文达等译

地质出版社

内 容 简 介

本书是根据1977年伦敦出版的《火山成矿作用》翻译的,该书系1976年1月伦敦地质学会和采矿、冶金协会的火山研究组在伦敦举行的联合会议的科研报告集,这些作者以板块学说观点分析研究火山活动过程中的成矿机理,利用稀土族元素鉴别构造与成矿环境等篇是较新提出的问题,反映了国外在火山成矿研究领域的新的进展情况。

Special Publication No. 7 of the Geological
Society of London

VOLCANIC PROCESSES IN ORE GENESIS

The Institution of Mining and Metallurgy and
the Geological Society of London 1977

火山成矿作用

李文达等译

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑:伦志强、高书平

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: 12¹/₄ 字数: 288,000

1983年7月北京第一版·1983年7月北京第一次印刷

印数: 1—3,863册 定价: 2.20元

统一书号: 15038·新930

目 录

关于搬运问题的简评.....	W. S. Fyfe(1)
热液矿石成因模式	J. W. Elder(5)
根据共生火成容矿岩石痕量元素地球化学鉴别矿石淀积环境	J. A. Pearce 和G. H. Gale(21)
利用稳定同位素鉴别成矿溶液的成因	S. M. F. Sheppard(33)
关于塞浦路斯特罗斯杂岩海水-热液蚀变和矿石沉积的氢、氧 同位素证据.....	T. H. E. Heaton和 S. M. F. Sheppard(54)
塞浦路斯蛇绿岩含铜黄铁矿矿床成因的流体动力学模式	E. T. C. Spooner(76)
蛇绿岩的成因和侵位	I. G. Gass(91)
消亡板块边界矿化概述.....	M. S. Garson A. H. G. Mitchell(97)
与陆相火山作用有关的金属矿化(综述)	R. H. Sillitoe(116)
玻利维亚某些次火山锡矿的火山地质和热液体系的演化	J. N. Grant, C. Halls, W. Avila, G. Avila(138)
挪威中部外来Gjersvik推复体火山岩层内Skorovas矿体的 地质背景.....	C. Halls等(150)
黑矿——黑矿地质、地球化学及矿床成因	Takeo Sato(178)
讨论.....	(188)

关于搬运问题的简评

W.S.Fyfe

(加拿大西安大略大学地质系)

提 要

成矿作用在地下的面目如何,可以用一些标准的化学搬运参数术语来描述。诸如 T - P 梯度、矿物溶解度、溶剂化学和体积、扩散系数和能量流。这些必要的因素可以通过地球化学、同位素和结构的研究来进行估计。如果(矿石)沉积作用是在地表环境下,多因素复杂而合理的组合将决定自然富集过程的结局和矿床保存的程度。

基本上,大多数大规模成矿作用都包含巨大体积的流体和能源。许多可以满足这些要求的环境(如现代的洋脊和俯冲带环境),还没有被人们很好地理解。强调需要采用遥感技术对海底环境进行研究。

地球化学的科学涉及地球上元素和它的同位素的丰度、分布和性质。因此,这门科学应包括研究导致元素高度富集或成为矿床的作用,——或者说是全部地球化学现象的综合。最近几十年,测试元素丰度的仪器方法已有深刻的改进。庞大的数据量正在增长,尽管有如此大的进步,但我们对任意给定的元素的准确的地球化学行为和它的地球化学循环的知识仍然是十分欠缺的。在某种程度上,这是新的全球构造要求重新认识问题的结果。对于这种概念,我倾向于称之为新的模式,即大范围涉及地壳和岩石圈的一种对流运动造成的热的迁移模式。我们现在仅仅正在开始认识物质在地球化学上的联系,例如,大气圈—雨—大陆—海洋和地幔—玄武岩—海洋—俯冲消亡带。但是,我们开始了解物质在这方面的运动和地壳的增生和消亡过程的速度,也只有十年多的时间。

我们大家都了解可更新的资源和不可更新的资源的概念,并且象先前一样,我们确信树木是属于前者,而块状硫化矿床则属于后者。但是,这种区别是建立在我们对速度过程的印象上,而速度是和我们生命的长短来对比的。现在已经清楚:红木树的时间常数和铜矿的时间常数可能没有什么明显的不同,并且,两者现在都在成长着。

最近研究表明,理解元素的地球化学行为,需要地球科学很多分支学科的结合,而且这是非常重要的。例如,Lowenstan已经提出一个重要问题,即:关于生物圈在矿物形成过程中的意义(有谁想到过一些软体动物能分泌磁铁矿晶体,一些节肢动物能分泌萤石呢?)。本文集的其它一些论文表明,有足够的证据说明,近海底沉积物中的硫可能来源于

海相硫酸盐, 很难想象出没有细菌参加的还原机理。在西安大略大学, 我们细菌学系正在成功地进行着一种实验, 并且业已表明: 细菌的有抗御能力的细胞壁, 当其表面富有胺基酸时, 可吸附相当多的特定的金属。

许多别的因素必定也应包括在成矿作用中。岩石力学性质, 如渗透性、裂隙密度等等, 它们控制着流体的流动。然而, 当其它因素都具备时, 一个地区的地貌甚至可以最后控制一个过程的成败。

化 学 搬 运

虽然, 存在许多成矿作用过程, 但在一定阶段, 系统中的化学搬运因素是很关键的。所有这样的成矿过程都需要经过化学迁移, 以使一定体积的岩石得到金属富集。对某些化学搬运系统可以给予定量描述, 而且, 有的文章对此已有阐述。

如果我们确实打算在了解、探索、或者估计储量和资源方面取得进展, 那么就应该仔细考虑此类过程中的各种因素。如果我们不充分理解成矿作用过程的话, 我不相信我们能科学地评价资源。

现在用一个非常简单的例子来说明搬运过程。我们可以设想有 T_1 、 T_2 两种温度环境的例子, 使两者通过温度为 T 的扩散途径相互连接起来。全系统是封闭的, 于是运动只是简单的扩散作用。在温度为 T_1 时环境内含有复杂物质 $A-X-Y$, 并且, 全部系统中都包括气体 (B), 能使之形成带有固相的气体分子 ($iA_{\text{固}} + kB_{\text{气}} \rightarrow jC_{\text{固}}$)

由 T_1 至 T_2 , A 的搬运量, 由下式给出:

$$N_A = \frac{i}{j} \cdot \frac{Dqt}{lRT} \cdot \Delta P$$

式中: D 为扩散系数; q 为扩散途径横截面; l 为长度; RT 为气体常数和温度 T_1 ; ΔP 为 T_1 与 T_2 气体平衡压力之差 (可以用“溶解度”梯度来测量)。

任意一个搬运过程的基本特征是, 对于一个复杂系统来说, 难于想像所有各种金属 (species) 均将以相同的速度或者数量发生运动。因此, 在矿源地和沉淀 (sink) 处的最终浓度都将与起初有所不同。显而易见, 最易溶解的物质 (例如石英脉) 将发生运动, 并且其沉淀的温度将取决于溶解度的变化、流动的速度, 等等。

对一定地质环境而言, 其搬运公式是类似相同的, 要产生流动就必须有温度或压力梯度存在着, 并且据常理推断, 温度梯度是最重要的 (但不总是这样, 例如, 变质岩压力阴影的增大)。地质环境因素将包括 (a) T 梯度 (和 P), (b) 各种金属在给定溶剂里的溶解度和化学性质, (c) 流体的体积和流动性质 (单向流动, 抑或是多向流动等等), (d) 扩散速度, (e) 矿源地和沉淀处的有效体积, (f) 产生梯度的能源的连续性和量值。

对这些基本变量, 我们应该使之在沉淀处具有一定限制条件。这可能是至关重要的, 特别是在近地表条件下。

由于在地质环境里有许多都是变数, 所以, 显而易见, 这里不会有简单的成矿作用“定律”。尽管实际情况确实非常复杂, 但是我们仍能提供一定必要且容易观测得到的和能促进我们找矿的一些因素。其中包括:

(1) 如果有丰度较高的矿源层存在时, 可以大大地减少应该被溶滤的、具有渗透性

的体积。(这在一些次生富集带里表现的比较明显,更重要的,或许是从相对富含金的沉积物中经过再搬运可形成金矿。)

(2) 接近具有良好溶剂特性的一定体积的流体(这里含有接近地表的意思)。当前,人们强调富氯(少S)的流体,并且,很多研究结果业已证明,金属Cu, Pb, Zn的浓度是和盐度成比例的,金属丰度为0.01—10ppm或者多一些时,Cl为100—100,000ppm。

(3) 出现巨大的能源,它将增加系统的活动时间和能力:这里所说的能源通常指热源和重力。

(4) 存在较陡的热梯度,因而将导致流体的集中淀积(focussed dumping),但沉淀下来的物质可能是复杂的。火成物质接近地表一定会引起较陡的热梯度,而较平缓的梯度可以导致比较单纯的单相沉积,同时,矿石品位亦低,但溶解度受温度影响较大时例外。

(5) 矿源岩石应当具有普遍的渗透性或者有相当大的体积是容易溶滤的(如顶部为火山渣岩流或在上升中的深成岩之上有裂隙十分发育的地段)。

再者,我们还可以举出许多成矿条件下的地貌因素,特别是当产出部位接近于地表时。考虑到这一问题,我们期待在现代年青岩石里找到一些人们所熟知的矿床类型,并且,如果我们考虑到现代海底,蛇绿岩或斑岩铜矿的话,这里有一个与年代有关的矿床保存程度(age-preservation linkage)问题,太古代矿床的保存可以与比较强烈的和广泛分布中心式火山作用期间的火山掩埋现象有关。

或许一个由溶液和搬运而形成矿床的最简单例子是,铁矾土风化残余物的富集作用。这里的溶剂是雨水,能量是太阳能和重力能的结合。矿源几乎是无限的,矿床则是巨大的(Al, Ni, Nb等)。

展 望

关于搬运参数,有的可以相当简便地做出估价,例如:用地球化学方法,用氧、氢同位素和包裹体研究,用地层和变质岩石学研究,用构造地质学研究,等等。成矿途径的一个重要特征是,假如缺少任一条件,则出现大型热液矿床的机会势必减少。

火 山 作 用

当对上述诸因素做全面考虑时,我们就会了解到本次讨论会之所以称作“火山成矿作用”是有道理的。假如说我们是在几年前来召开这个会议,那么我们所能听到的可能是很多关于岩浆流体和喷气矿床的讨论,但是,这次会议上我们有许多文章讨论了火成岩附近地表水的下降对流问题。今天我们经常听到一个奇妙的词“火山喷气成因”。事实上,这是火山环境里热能和水的简单的反应。在很多情况下,水是海水。岩浆流体似乎不是那么重要的。同时,实验岩石学也在从事干系统的实验研究。我们知道,当熔体上升时,虽然最初是相当干的,它们趋向于在深部,会从其围岩里吸收流体,并且,在稍后的共结晶时,再释放出来。如果岩浆是湿的,而且仅仅岩浆水本身是搬运介质的话,那么就很难理解,为什么形成,譬如说斑岩铜矿的深成岩体竟然如此寥寥无几。当然,还有许多例子,也是

属于这一情况 (Sn、W、伟晶岩); 但是, 总的来说, 是较为鲜见的。

规 模

近二十年来, 人们对被带到地表附近的火成物质的数量的估计有惊人的增加。从洋底扩张来看, 玄武岩浆应当以每年10公里³的速率被传送到地表 (多数是侵入的)。这些岩浆大多数是要靠海水的对流而进行冷却。每年, 它所提供的能量是巨大的, 例如, 可以使大约40公里³的海水加热到300℃, 是一个有利于金属萃取的温度界限。

对热系统进行直接观测和实验表明, 在上述条件下, 象Cu、Zn这样的金属在热海水里可以有几个ppm的溶解度。如果, 这种含金属的溶液作为含H₂过剩的流体移动到水-岩界面上, 在适合的环境下, 可能有硫化物沉淀下来。值得注意的是, 如果 $3\text{FeO (硅酸盐)} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2$, 那么这样的反映将导致从海底排泄出来的流体会具有低浓度的H₂。这自然会造成使硫酸盐还原的细菌大量繁殖的必要条件。

根据Ellis的观测, 安山岩在400℃盐溶液中受到淋滤时, 铜的浓度可能接近4ppm。这个数字说明, 40公里³海水可以每年带到地表 1.6×10^5 吨铜。由此可见, 在一棵大树的生长年限 (100年) 里, 可以产生一个大型矿床。在不久将来, 红海可以作为矿床进行开采。或许很快, 我们将会在海脊上发现矿产。为了未来, 需要发展新的海底勘测技术。分散的海底结核的存在早已为大家所熟知。

近地表 (high-level) 深成岩的势能对流体的搬运作用也是不能忽略的, 当代花岗岩深成岩体的规模平均约为500公里³, 每一单个岩体可以加热约100公里³水到300℃。若以单向流动计算, 可以形成一个百万吨级的铜矿床。如果, 对流发生在封闭多孔的体系内, 则需要流体数量将大为减少。

这一引论的主题在于说明, 若存在能量和流体, 则矿床即可得以产生。我们知道, 俯冲消亡作用使大量水和其它金属以诸如细碧岩和沉积岩的形式返回到地幔里去。

大多数水都应该返回来, 否则水圈就不复存在了。消亡带环境是一个变质和岩浆作用强烈发育、并伴有特殊的矿床类型的地点。

但是, 似乎我们还不完全理解俯冲下去的流体和金属的回返流动的过程。我们会意想不到的收获吗? 海底勘察向我们显示, 有些金属矿产在1940年我们是不知道的。

张荣华 译

唐连江 校

热液矿石成因模式

J.W.Elder

(英国曼彻斯特大学地质系)

提 要

本文描述了热液系作用机制的动力学性质及其主要参数,还详细描述了一种简单模式,用于粗略分析水的循环对于溶解、运移及矿石的沉积作用。

矿石乃是这样一些岩石,它在有限体积中含有在种类上或数量上跟大多数岩石中的矿物完全不同的矿物。

从全球观点出发,地壳本身就是一个巨大的“矿床”,它特别富含象石英、长石这样一些被认为在地幔中甚为缺乏的矿物。虽然这种想法颇有见地,但它确是过于夸张,因为,对一个矿体来说,显然不但只是存在于一个较之地壳的体积说来要小得多的范围内,而且所有矿体的规模与地壳的厚度相比也是小的。另一方面,如象有少量金红石出现于高级变质岩中也不能因此说它是一个矿体。

虽然绝大部分岩石(按体积计,大于99%)是由O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K和Mg这些元素组成的,而所有其它元素的相对丰度一般远低于1%,但是,也有一些岩石富含此一类元素,与地壳平均值相比,相对富集 10^2 — 10^3 倍是较为典型的。

中心问题是这些局部富集是如何形成的。显然,对这种矿体来说,有着两种不同的类型。

1) 物质的分凝(segregation)可能基本上局部地发生于它所在的围岩中。这里作者把与火成岩、变质岩和沉积岩密切共生的大多数矿床都包括在内,其中还包括泉华、伟晶岩、小型交代矿床、砂矿和红土等。上述作用在整个地壳中以某种形式或多或少连续地进行着,并且人们很容易几乎总是把它们当作普通岩石成因的变体加以描述。除在两类成矿作用都起作用的地方以外,本文对该类系统不予考虑。

2) 物质可能由于运移而聚集到一种完全不同的围岩部位中。其明显的例子就是所谓的热液矿床。本文将讨论此类系统的物理过程。

很可能有包括上述两种过程的系统,但是,是在不同的时间和地方。例如,发现于层状超基性侵入岩中的铬矿床,据推测铬是在或多或少较为均一的岩浆中被运移上来,并且,紧接着其岩体侵位之后,铬在其分层过程中分凝出来而成矿床。本文大部分是讨论作为溶剂和搬运剂的水溶液,但是,我们不应忽视基性岩浆的搬运作用,特别是对诸如Ni、Cr和

Co等这类岩浆中所常见的元素的搬运作用，尽管有的地方只是顺便提一下而已。

下面在“问题的提出”的标题下，本文将讨论水的质量流率的数量级别和深处热液系统规模的某些初步估计。首先，概述了库储（reservoir）的模式。其次，讨论控制该库储的形式并使之保存下来的特点。本文的主要技术内容是分析气体柱的条件，继而研究如何从物源区萃取物质和能量。在这方面已获成果。表层带，——由气体柱中搬运能所驱动，在以表层带中的流动（Flow in surface zone）为标题的部分中，是通过其特有的温度而确定的。可溶物质的搬运，特别是溶解度随温度而变化的效应，将在第二节中简略论述。

由于所描述的模式有点笼统，所以为了具体起见，我仅将就一个系统的结果进行研究。该系统的能量和物质搬运类似于今天新西兰Taupo地区的情形，后者的深部很象是正在形成一个相当大的大型斑岩铜矿床。

问题的提出

水在地壳中是到处可见的组分，而地幔却是比较干的，含水量可能小于0.1%。这在地热和火山活动区表面物质释放区域内，可以清楚地直接观察到。在对这些现象的研究中，描述水物质在现代热液系统中的作用的工作做得最多。已查明，在地壳上部10公里范围内有热水物质的自由循环体存在。物质搬运速率每秒1吨是较为典型的。这类系统是深部系统的最上面部分，其能量最终来自地幔。所谓中温和高温热液矿床的物质和所推断的化学特征明显地说明，它们是通过搬运而在深部水-物质循环系统中形成的。实际上，一个矿床就是一个木乃伊化了的深部热源系统，通过它我们可以观察到系统的较深部的情况。不管细节如何，水必定是极其重要的。地壳中水的存在是理所当然的。我所要论证的是该系统如何能够使足够量的水参与运动。

基本问题

就热液流体中成为物质的搬运方式而言，有两种最为极端的可能性：

1) 成矿物质浓度高：在这种情况下依赖于所需的水的搬运程度为最低。无疑地，某些伟晶岩矿床就是属于这种情况；对热液矿床而言，虽然其液体包裹体常显示具高浓度氯化钠，但并没有证据说明具有高浓度的成矿物质。

2) 成矿物质浓度低，具有跟源岩中浓度相同的数量级。在这种情况下，依赖于所需的水的搬运程度为最高。因而，正是在这种极端的情况下，足够量的水是必不可少的，——实际上，这正是本文主要讨论点，即：详细说明巨大的水流是如何产生和如何得以保持的。

下面考虑一个体积为 V 的矿体是从体积为 W 的原源中产生的这样一种最为简单的情形^①。我们假设矿床中矿石物质跟原源中矿石物质的浓度比为 n 。如果矿石物质系以其在原源中的丰度向外迁移，搬运到新的矿床体积中去，且全部都堆放到那里的话，那么 $V = W/n$ 。这也就要求一个搬运总量跟体积 W 数量级相等的液体水。如果我们还假定，在 t 这段时间内，原源区基本上只是被以质量流速为 m 的流体从其中带出热量而导致冷却，那么

① 符号的定义请参看本文末尾符号部分。

$t \sim$ 原源区体积之总质量/ m 。为进一步解释, 让我们假定: 浓度 $\sigma = 10 \text{ ppm}$; $m = 1 \text{ 吨/秒}$; $t = 10^4 \text{ 年}$; $n = 10^3$ 。于是, 一个 10^3 km^3 的原源体积 (所有矿石物质都是从中汲取的, 并沉积在一个 1 km^3 体积内) 能产生一个品位为 1% 、矿石物质质量为 $3 \times 10^7 \text{ 吨}$ 的矿床。水的总搬运量相当于通过原源区的 $3 \times 10^{12} \text{ 吨}$ 的水流。

象这样的一个简单计算 (我相信, 每一个考虑过这个问题的人可能都已算过了) 涉及到三个关键问题, 即: 溶解度、流率和时间。这些数据都是合理的吗? 这样一个系统能够行得通吗? 正如我们下面将要看到的那样, 这些数值都是可被接受的, 而且对各种适当的机制均可定量地加以证实。

概略的模型

如图 1 所示, 可把一个热液萃取系统看作一个由具渗透性通道 (管) 连结起来的分级库储, 在某种意义上, 就象一个精心制成的蒸馏柱一样。在这一模式中, 只考虑了三个库储。

1) 原源是最大一级库储。为了说得更具具体些, 我们把原源看作一个典型体积为 10^3 km^3 的花岗岩岩浆体, 在侵位时处于局部熔融状态。

2) 原生堆积, ——一个小得多的库储, 其中沉积了大部分矿石及与之共生的脉石。我们可以认为, 它是位于该系统主要分界面上, 即: 超临界深部系统和湿的准临界表层带之间的分界面附近。

3) 蘑菇状热水库储为一表层环带热液系统, 温度分布是蘑菇状的; 在蘑菇顶部热水体有离散现象, 对于强烈循环的系统而言, 岩石的典型温度约为 250°C 。

确定临界面处的原生库储的位置初看起来似乎有些任意的。值得注意的是, 起支配作用的并不是水的物质状态的改变和因此可能对水的溶解能力的影响, 认识到这一点是主要的。最强有力的影响是渗透性。在分界面带附近, 可能出现水物质的两个相。这起着急剧削弱介质有效渗透性的效果。对单一的相而言, 渗透性只取决于孔隙几何形态, 完全不受流体相的制约。但当出现两种相时, 它们就相互抑制其它相的通道。

蘑菇状库储的顶部位置并不那么固定。它是随“沸点深度” (boiling point with depth-BPD) 的关系而改变的 (参看附录部分)。如果热流的温度足够高, 以至局部超过 BPD, 那么喷爆 (phreatic eruption) 是很有可能。表层带热液系统 (在某一时间内) 必定就会变成一个单向爆发系统, 而不能形成矿床。

这里讨论的模式并不要求对水物质的原源有严格的限制, 因为大部分水物质可能是循环多次的或可能直接来自表面带。

概略地讲, 根据上面的讨论可以划分出三种主要热液矿床类型。在林格伦的分类中,

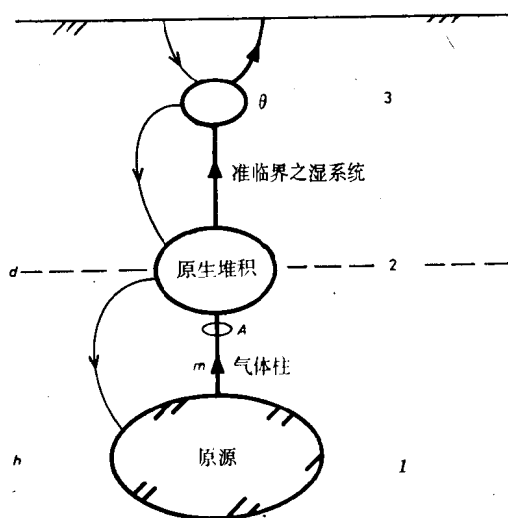


图 1 水热系统的库储管道模式图

它们被称为高温热液矿床（本文中的原生矿床），中深热液矿床（即表层带上的“蘑菇”）、浅成和远成热液矿床（本文未谈及，）但它是由表层带系统的补给和排泄部分产生的）。

原 源 条 件

一个热液萃取系统的产生和使之得以维持，要求原源必须具备以下三个条件。

1) 就侵位方式而言，其根本点是，要有侵位的时间尺度。如果侵位迅速，这个问题就将更加复杂。另外，如果侵位相当慢，那么对这一问题的分析可按半稳定的模式来进行处理，——实际上，本文所考虑的正是这种情形。

2) 有两种不同的区域可被视为是热液流体进入原源和接近成矿物质的途径：(a) 当原源足够热，使其保持局部熔融时，热液流体可能仅仅直接接近原源区的最外部，然后，可能以另一种方式通过岩浆原源区。就是说，只要在原源中能足够快速的混合，流体就将快速地向内部接近。在这种情况下，时间尺度是比较短的。(b) 当原源由于冷却而基本上成为固体时，它就象一种带孔隙的介质一样。对于流体来说，除了它的渗透性之外，跟围岩没有区别。在这种情况下，时间尺度是相对较长的。

3) 关于气体柱，正象我们将看到的那样，物质从原源搬运到堆积体积中的最有效方式是在（水物质的）超-临界气体柱中。只有在一定条件下，气体柱才能产生并得以保持；并且正是在气体柱的存在期间，才发生了物质的大量搬运。

侵位时间尺度

主要考虑的是熔融体的上升。我们能够估计的是，有两种极端情形下的上升速度率。

如果上升速率受物体浮力和周围粘滞力之间的平衡控制，那么垂直速度

$$w \sim 2/9 a^2 g' / \nu, \text{ 且 } g' = (\Delta \rho / \rho) g$$

式中： $\Delta \rho / \rho$ 是密度比差。这就是著名的stokes式。对于典型值来说， $a = 10\text{km}$ ， $\Delta \rho / \rho = 0.1$ 和 $\nu = 10^{16} \text{m}^2 \text{sec}^{-1}$ ，于是我们就有

$$w = 0.07 \text{m/年}$$

该熔融体在 3×10^5 年内可能上升的距离与其直径长度相等。

如果上升速率受前进面熔化围岩并在其基底上重新把物质凝固起来的速度控制的话，那么上式可表示为

$$w \sim (\kappa \theta N / Ea), \text{ 而 } N = (A/A_c)^{1/3}$$

和

$$E = L + c\theta$$

式中： L 是凝固的潜热； c 为比热； θ 为温度差。该式是依据等分向分界面运动的热的传导速度而推导出来的，而热的传导是通过内部对流进行的，后者又是为熔化分界面热焓的补给速度决定的。由于上面使用的为典型数值，并且， $a = 10\text{km}$ ， $c = 10^3 \text{Jkg}^{-1}$ 及 $\theta = 100\text{K}$ ，故，我们可得出：

$$w = 30 \text{m/年}$$

该熔融体在700年内可能上升的距离等于它的直径。

对后一种情形而言，侵位时间尺度可以与热液系统发展的时间尺度大致类比。这表

明, 即使我们在以后的讨论中忽视这种可能性, 某些热液萃取系统将受原源区的侵位控制。然而, 对于一些稍小的熔融体而言, 如果把热液系统在其侵位期间对原源区的相互影响也考虑进去的话, 那么条件通常就不会那样极端了。

原源内循环

如果原源区 (在其侵位时) 是处于大规模熔融状态的, 那么内部混合作用的时间尺度 τ 可由下式给出:

$$\tau \sim \left(\frac{A_c}{A} \right)^{\frac{1}{3}} \frac{a^2}{\kappa}$$

且,

$$A = \frac{\gamma g \theta a^3}{\kappa \nu}$$

式中: a 是长度, 即一个鸭梨状原源区的平均半径; γ 、 κ 、 ν 分别为: 立方膨胀系数、热扩散系数和岩浆运动粘滞性, θ 是原源内部和紧邻的周围环境之间的温度差。 A 是 Rayleigh 数, $A_c \approx 10^3$, 是由经验确定的常数。该式推导是假定内部运动产生一个表层分界面, 其长度范围: $\delta \sim a \left(\frac{A_c}{A} \right)^{\frac{1}{3}}$, 时间尺度为 $\tau \sim \frac{\delta^2}{\kappa}$ 。

试举一例, 譬如有一个巨大的花岗岩深成岩体, 其 $a = 10 \text{ km}$, $\theta = 100 \text{ K}$, $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$, $\nu = 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$, $\gamma = 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, 并且, 对这个岩体而言, $A = 10^{14}$, $\tau = 10^2$ 年。该原源是迅速的被混合的, ——实际上, 当 $\nu \sim 10^{14} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 时, 运动将持续到 $A \sim 10^3$ 时才停止, 于是进入花岗岩的凝固范围。

因此, 我们可以推测, 原源区内混合作用的时间尺度跟热液系统时间尺度相比是小的, ——典型值为 10^4 年 (参见下面)。换言之, 原源中的混合是极其快速的, 以至热液流体在热液系统活动期间几乎得以全面接近原源物质。

气体柱的存在

可以把气体柱当做管道模式来加以论述。因此, 如果水离开厚度为 d 、密度为 ρ_0 的表层带, 在深度 h 处通过原源体, 并以密度为 ρ_1 的气体上升, 且把表层带加热到局部密度为 ρ_2 , 那么流体 m 的质量流率可由下式给出:

$$\frac{m}{kSg} = \frac{(\rho_0 - \rho_1) - (\rho_2 - \rho_1) \frac{d}{h}}{\nu_1 + (\nu_2 - \nu_1) \frac{d}{h}}$$

式中: k 是渗透率; S 是管道横切面; 沿管道渗透率的变化虽然不难计算, 但可忽略不计, 补给阻抗为零。

我们在此处所要注意的是质量搬运情况。考虑两种极端情形: 1, 喷发系统具有 $\frac{d}{h} = 0$,

$\frac{m(\text{喷发})}{kSg} = \frac{(\rho_0 - \rho_1)}{\nu_1}$; 2, 瓦解系统具有 $\frac{d}{h} = 1$, 即没有气体柱, 此时 $\frac{m(\text{瓦解})}{kSg} =$

$\frac{(\rho_0 - \rho_2)}{\nu_2}$ 。因此，质量速度比：

$$\xi = \frac{m(\text{瓦解})}{m(\text{喷发})} = \frac{(\rho_0 - \rho_1)\nu_2}{(\rho_0 - \rho_2)\nu_1}$$

取代表性值 $\rho_0 = 1 \text{gcm}^{-3}$ (冷的表层带水), $\rho_2 = 0.96 \text{gcm}^{-3}$ (在 100°C 时的表层带水), $\rho_1 = 0.3 \text{gcm}^{-3}$ (接近临界的气体) 及 $\frac{\nu_2}{\nu_1} \approx 1$, 我们就得到 $\xi \approx 1/20$ 。在这种情况下, 我们可预期在瓦解开始之前, 可能的质量搬运大部都已发生过了。

超临界热液系统的特征

在一个完全准临界 (湿的) 热液系统和一个部分或完全超临界热液系统之间有着重要的区别。在湿系统中, 即使液体水物质是可被压缩的, 但密度的主效应是起因于温度的变化; 然而, 密度变化又主要是表现在形成浮力的作用上。而且, 这是用 Boussinesq 近似值来分析这种系统的基础; 而在该近似值中, 除了导致产生浮力的作用以外, 密度的变化是可忽略不计的。在一个超临界 (干的气体) 热液系统中, 运动的流体是一种非常压缩的气体, 所以密度的变化起因于温度和压力的变化。因此, 我们不能直接把湿系统的资料用于分析干系统; 我们也不能用 Boussinesq 近似值, 但这只是管状模型中一个无关紧要的问题。

气 体 柱

在萃取过程中的关键因素是由超临界水物质组成的气体柱, 这种气体柱把由岩浆体及其近邻地区构成的原源区同一般属于准临界水物质的表层带连结起来。正如已讨论过的那样, 在一定间距内, 气体柱是接近平衡的。因此有可能对其特性加以详细描述。我们首先单独论述气体柱, 接着再考虑它对原源区的影响。

系统论述

场方程 气体柱的机制能用以下关系式来描述:

$$\rho = \frac{P}{aT} \quad (\text{a})$$

$$\mu = \beta T^{1/2} \quad (\text{b})$$

$$w = \frac{m}{\rho S} \quad (\text{c})$$

$$\frac{dP}{dz} = \rho g + \frac{\mu w}{k} \quad (\text{d})$$

$$\frac{dT}{dP} = \frac{1}{\rho} (C_p + a) \quad (\text{e})$$

流体性质用 (a) 和 (b) 描述, 在许多文献中对此都有所讨论。流体质量守恒以 (c) 表示, 式中 m 是流过横截面积为 S 的每一气体柱剖面的质量流速。用 (d) 表示的

柱中的压力梯度，它起因于用达西（Darcy）关系表示的两种效应：流体本身的重量和流体向四周渗透时所受到的阻力。最后，（e）代表能量关系，并且假设在减压气体运动速度和上升的热对流速度之间存在平衡。对于目前的讨论，除条件相反，下列各量均可当作给定的气体柱的常数： n 、 β 、 m 、 S 、 g 、 k 和 C_p 。然而，在一般的情况下，例如： $S=S(z)$ ， $k=k(z)$ 时，并不存在任何困难。

边界条件 气体柱用两个一次方程表示。所以，只要加上两个条件， P 、 T 就被限定了。现在让我们来考虑气柱顶部，或更正确一点说是准临界表层带底部的压力和温度状态。因此，在 $z=d$ 的某一水平上，我们取 $P=P_d$ ， $T=T_d$ 。该方程就能用在数量上向下积分以得到 $P(z)$ ， $T(z)$ 。请注意，在这些参数中有些是多余的，因为在该模式中 m 、 k 、 S 效应仅能通过 $\frac{m}{kS}$ 组合确定。可以分别运用并用符号表示这些值，但不应忘记，它们是以组合出现的。此外，流体阻力的相对重要性是用 $\left(\frac{m\mu}{gkS\rho^2}\right)$ 来判定的。

温度分布

图2表示一个气体柱中代表不同 m 值的一组典型的 $T(z)$ 纵断面。对于小的 m 值（稍小于0.1吨/秒）而言，气体柱在准临界带底面上的温度是接近等温的。对于大的 m 值（大于约1吨/秒）而言，气体柱是明显不等温的，特别是在靠近柱顶部的膨胀区尤为明显。在深处需要较高的温度，以保持气体柱的存在，并且这些温度显然与 m 有关。对该柱而言， m 值的范围大约为0—30吨/秒，其上界是据玄武岩浆的温度估计的；当有效下限约为0.03吨/秒时，气柱就几乎不能起作用了。

给定的深部温度

到目前为止，质量流率 m 是作为自由参数予以讨论的。当然这是根据系统确定的。由于 m 明显与深处气体柱的温度有关，而深度本身是受原源区中诸条件控制，所以，理应说明在 $z=h$ 的气体柱底面上的温度 T_h 。于是，我们就有了加在两个水平面上的边界条件，据此可确定 $T(z)$ 、 $P(z)$ 和 m 。这是通过用一个假定的 m 值对方程从 d 向下至 h 进行重复积分求取底面温度，并相应调整 m ，如此反复进行，直至底面温度等于 T_h 为止，需要达到的精度为 $\pm 0.1\%$ 。

因此，气柱的状态是通过其几何学、 $\frac{m}{kS}$

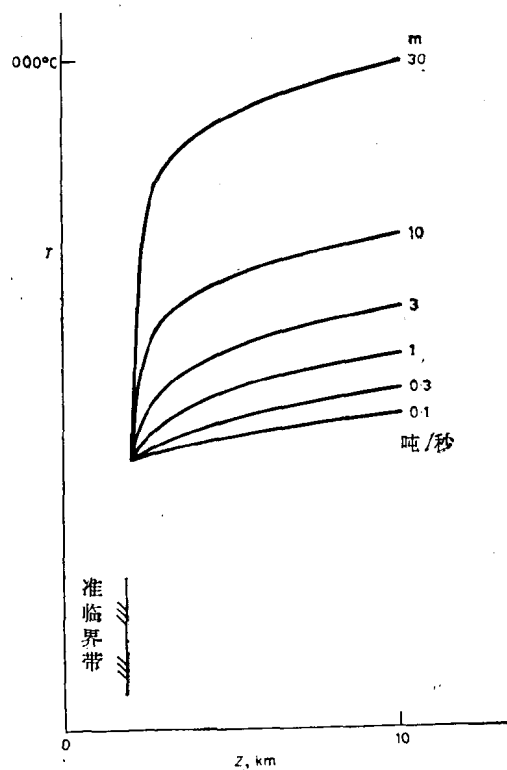


图2 表示气体柱深度 z （公里）与温度 T （°C）的关系曲线

其中表示不同质量流速值 m （吨/秒）： $d=2\text{km}$ ， $P_d=0.2\text{千巴}$ ， $T_d=400^\circ\text{C}$ ， $S=0.01\text{km}^2$ 和 $k=1\text{达西}$

的量值、水质的特性及 T_a 、 T_b 两个温度系数确定的。

流体速度

重要的是要了解容积流体速度是很小的。对于这里所描述的原型模式来讲， w 一般在 $10^{-4} \sim 10^{-3}$ 米/秒范围内。该系统完全是在达西关系的有效范围内起作用的。

溶质对流体的作用

到目前为止，由于只考虑低溶解质浓度，所以我们实际上忽略了溶质浓度对流体的影响。虽然在有些情况下这是非常合理的近似值，但在另外一些情况下就不一定合理。当然，一些在经济上重要的矿石物质的浓度是低的，但我们不能忽视热液流体中象 SiO_2 和 NaCl 那样一些可能具有很高的浓度的组分。包裹体研究表明， NaCl 是一种很重要的组分，一般在流体中占10%，甚至50%也是常见的。

溶质对流体的影响主要反映于流体的密度上。因此，在(a)–(e)关系中，我们把流体当做具有双组分气体，其中一个组分是具有不同分压的气态水物质，另一组分是具有固定分压的溶质。

虽然这是在系统作用之细节上的一个很重要的特点，但并未产生任何新的质的影响。特别是，许多因此而搬运的物质将导致产生脉石。

从原源中的萃取作用

在气体柱的力学性质业已给定的情况下，我们就有把物质搬运到另一地方去的方法。但仍有一个重要问题没有解决，这就是最初如何把物质从原源区中萃取出来的，更确切地说，是否有足够的物质能被萃取出来。

只要调整气体柱的时间尺度，使之跟系统中所有其它依赖于速度的过程同步，我们就能为萃取过程建立一个准稳定模型。

系统论述

设原源处岩石的体积为 V_1 ，物质密度为 ρ_* 和比热为 c_* ，当其与循环流体接触时，质量流率为 m ，流体流入时的温度为 T' 和流出时的温度为 T_b 。于是，我们有下列关系式：

$$F = mc(T_b - T') \quad (f)$$

$$\frac{dT_b}{dt} = \frac{F}{\rho_* c_* V_1} \quad (g)$$

$$\frac{dM}{dt} = \frac{m}{\rho_* V_1} \quad (h)$$

$$\frac{dQ}{dt} = -\sigma m \quad (i)$$

关系(f)和(g)把能量守恒表示为总原源能量损耗速率和由流体所搬运的净速率 F 之间的一种平衡。为简单起见，将把流入时温度 T' 取为 T_a ，即在表层带底面上的温度，除非情况相反。关系(h)只给出接触原源且作为原源质量之一部分的流体总质量 M 。原源中

“盐”的总量 Q 在速度 σm 时被耗尽了；正如 (i) 中表示的那样，式中 σ 是流体中“盐”在流出时的浓度。已知 $\sigma = \sigma(P, T)$ ，并且，实际上随 P 、 T 而明显变化；但是，对瞬间而言，我们将对此置于不顾，并把 σ 当作一个常数，所以“盐”的萃取总量是 $\sigma(\rho_* V_1 M)$ 。

气体柱的瓦解

这种情况实际上要比到目前为止已描述过的情形具有更大的局限性。气体柱是不能无限期地存在的。为了维持气体柱，其内部压力必须在各种深度都要超过邻近岩石中的水压；否则气体柱就将瓦解，气相就告结束了。即便出现这种情况，也未必会使较强的系统的搬运总量有大的改变，所以可以采取以下较为简便的途径以予说明。

假设邻接地区是开放的，并具有有效的平均的流体密度 ρ_a 。于是邻接地区压力就是 $P_a = P_a + \rho_a g(z-d)$ 。我们再简单地要求气体柱底部的压力 $P_b > P_a$ 。如果满足这一条件，那么在大多数情形中气体柱的压力在各个水平面上就将超过邻接地区的压力。根据所研究的周围情况，我们把 P_a 选择在 $0.3-3\text{gcm}^{-3}$ 范围内，即从水物质临界点的密度一直到岩石静压负荷。

总质量流

图 3 是依据特定模式获得的数据，给出了总质量流体比值 $M(t)$ 。初始质量萃取是快速的。在这个例子中，转移 $M=1$ 的量需要约一百万年，但是 5×10^4 年已转移了总数的一半。对于一个由于没有瓦解而长期存在的系统而言，最终速度是 $M \sim \log t$ ，——一个连续减低的速度。

不同瓦解点代表不同 ρ_a 值。甚至在 $\rho_a = 1\text{gcm}^{-3}$ 瓦解比较早的这种极端情形下，大部分可能的质量流体也都被转移了。

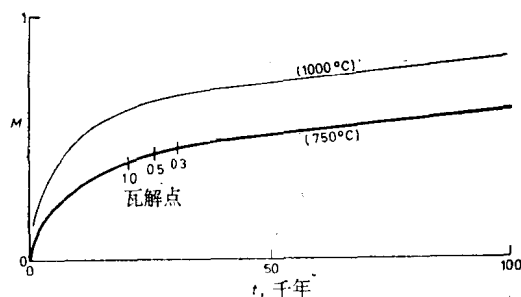


图 3 表示通过气体柱的水的总质量流体比 (M) 与时间 (t) 之间的关系曲线
(参见正文)

重要结果

从原源区涌出的流体的质量，顶多也只能与原源区的质量相等。这方面的研究涉及到系统中相当宽的范围，例如：玄武质和花岗质火山作用、原源深度的极大变化、原源体积的极大变化和渗透性的极大变化。此外，流体的质量涌出基本上是出现在系统的生命的较早阶段，即在 10^4 年左右的间隔内产生的。换言之，萃取过程从地质时间来看是快速的。

我们因此推演：对于产生矿体来说，其基本特点是，物质是从大体积内萃取的和在小体积内沉积的。这一论点极其不同于这样的论断，即矿体是从原源区内高浓度溶液中产生的。具体地说，如矿体的体积为 1km^3 ，其金属物质的浓度是正常情况的 10^3 倍。于是，这种物质就是从体积为 10^3km^3 的原源区萃取出来的。