

经济地质

80 卷第三期

美国

ECONOMIC GEOLOGY

and

the Bulletin of the Society of Economic Geologists

1985

(五月)

地 质 出 版 社

目 录

加利福尼亚Imperial谷索尔顿湖地热系统内铁—锌—铜—铅矿化作用	M. A. McKibben, W. A. Elders (1)
植物遥感探矿方法的“盲”试验	M. L. Labovitz, R. Bell, E. J. Masuka, R. W. Ludwig (18)
新墨西哥州洛兹堡山的遥感褐铁矿异常: 铀矿床存在的可能性	G. L. Raines, J. A. Erdman, J. H. McCarthy, G. M. Reimer (29)
新南威尔士古努布拉斑岩铜矿床	G. J. Jones (42)
瑞典中部萨克斯伯格特复杂硫化物矿床中银及其伴生元素的分布和分带	Ö. Amcoff, M. Jeppsson, S. Sellman (62)
明尼阿波利斯平峒区静水杂岩J—M (豪兰) 矿层的地球化学。第一部分: 硫化物化学与硫化物—橄榄石平衡	Stephen J. Barnes, Anthony J. Naldrett (73)
瑞典基律纳各类矿石中的磷和铁矿中的硫化物及矿石的类型与成因	Tibor Parák (88)
南欧和北非的铅—锌矿床和含盐底辟构造	H. Rouvier, V. Perthuisot, A. Mansouri (105)
诺克斯白云岩顶部的地球化学勘探——关于美国肯塔基州中部卤水运移和矿化的启示	R. A. Baird和W. H. Dennen (122)
中加利福尼亚大陆边缘海底磷块岩	H. F. Mullins, R. F. Rasch (128)
美国北卡罗来纳陆架昂斯洛湾磷矿地质	Stanley, R. Riggs, Stephen, W. P. Snyder, Albert C. Hine, Scott W. Snyder, M. Douglas Ellington, Patrick M. Mallette (145)
密苏里东南部成矿期的确定: Viburnum Trend带Magmont矿山海绿石的Rb—Sr年龄测定	Holly J. Stein, Stephen A. Kish (164)
日本上第三系中脉型矿床的脉石矿物及CO ₂ 逸度的估算	Naotatsu Shikazono (175)
略论埃及海滨砂矿床中的金与锡石	M. A. El Gemmizi (190)
关于密苏里州东南部密西西比河谷型矿床中重晶石和硫化物成因的锶同位素证据的讨论	Joaquin Ruiz, William C. Kelly, Charles J. Kaiser (193)
关于密苏里州东南部密西西比河谷型矿床中重晶石和硫化物成因的锶同位素证据的意见答复	S. Lange, S. Chaudhuri, N. Clauer (195)
关于波罗的海地盾上的大型环状构造及其成矿意义的看法	Brian Marshall (196)
关于波罗的海地盾上大型环状构造成矿意义一信的答复	Fred Wltschard (197)

加利福尼亚Imperial谷索尔顿湖地热系统内铁—锌—铜—铅矿化作用

M. A. McKibben, W. A. Elders

摘 要

索尔顿湖地热系统是一个上新世-更新世三角洲沉积层序内变质作用活跃的地区。在沉积层中,溶解的固体总含量高达250,000ppm和温度高达365℃的高盐度卤水,正在引起早期的硫化物和氧化物矿化作用。我们对这个系统内深达2,500m的两个钻孔中的金属矿化作用做了详细研究。所观察到的主要矿石矿物(按丰度减小的次序)依次为黄铁矿、赤铁矿、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿、白铁矿和方铅矿;伴生的非矿石矿物主要有方解石、石英、绿帘石、硬石膏、冰长石和绿泥石。金属矿化可分为三个主要类型:(1)成岩硫化物矿化,发生的深度小于760m,温度小于250℃,由细粒层状铁硫化物组成,在砂岩中作为胶结物存在,在页岩中呈浸染体和条带。(2)变质硫化物矿化作用,发生的深度在760m以下,温度大于250℃,包括随深度和温度的增加而逐渐发育的变斑状黄铁矿化,在1,220m深以下,黄铁矿被其它铁-铜-锌-铅的硫化物所交代;以及在1,525m深度以下,黄铁矿分解成骸状集合体,这些与主沉积岩的角岩化重结晶作用同时发生。

(3)脉状及与其有关的孔隙充填矿化作用,具有截然相反的两种类型:赤铁矿-硅酸盐-硫化物±硫酸盐和硫化物-碳酸盐±硅酸盐。第一种类型矿化,产于简单的垂直带里的开放式多孔脉中。在每个钻孔内至少有220m厚。第二种类型矿化一般产于封闭式脉中,这种脉较薄,在两个钻孔中都是分散出现的,在垂直方向上被间隔开来。热动力学分析表明,现代蓄积层的卤水与赤铁矿-硅酸盐-硫化物±硫酸盐脉的组合(在温度为300℃、 $\text{pH}=5.4$ 、 $\log a_{\text{O}_2}=-30$ 时)近于平衡。可能是赤铁矿、黄铁矿和含铁硅酸盐(绿泥石和绿帘石)之间的反应,控制着现存卤水的氧化还原状态。计算出的铁、锌、铅和铜金属氯化物络合物的溶解度,与卤水分析完全一致。在现代卤水中,赤铁矿、黄铁矿和黄铜矿是过饱和的,而方铅矿和闪锌矿是不饱和的。

现在的封闭式硫化物-碳酸盐±硅酸盐脉的相态,说明以前的流体(如果是在相同温度和pH值条件下形成)比目前略氧化的贫硫卤水必定更为还原和富硫。流体氧化还原态的不同,可能是以后由侧向或者由断层注入更氧化的地表水而引起的。酸性蚀变作用的缺乏,意味着没有发生产生氧化流体的沸腾作用。早期形成的成岩阶段的铁硫化物,普遍被晚期铜-铅-锌硫化物和铁的氧化物所交代,早期的铁硫化物被脉所包围和溶蚀,是晚期成矿作用的铁和硫的核心和物质来源。当地震和液压裂隙允许富含金属、贫硫的卤水与主岩中的早期黄铁矿硫相互作用时,沉淀作用便可能发生。这样,目前勘察的该地热系统,最好划为一种初始的层控硫化物矿床,正经受着地热和变质作用的叠加。

前 言

位于南加利福尼亚Imperial谷(图1)的索尔顿湖,是一个经济地质学家们感兴趣的对象,因为在那里发现了热的(高达366℃)、含盐度高的(所有溶解的固体达250,000ppm)、富含金属的卤水(White等,1963)。在少数钻孔可利用的岩心中,见到了黄铁矿、赤铁矿、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿和磁黄铁矿。在从一眼井内涌出的卤水中所沉淀的硅质结垢里,发现含有斑铜矿、蓝辉铜矿、黄铜矿、辉铜矿、硫铜银矿、黝铜矿和自然银(Srininger等,1967)。目前,该地热系统正做为一个电力资源而被积极开发。三十五个以

上的深井穿透了该系统。最近人们的注意还转向了卤水本身,把它做为一种资源。根据Maimoni(1982)的资料,从一个发电能力为1000兆瓦的地热发电站所回收的矿物,能生产出美国所需锰的14—31%和大量的铅、锌。这些(加之少量的银、金和铂)每年可获得数亿美元的产值,也许比出售电力更为重要。

对于该地热系统的地质、地球化学、地球物理和蓄积层的特征,近年来有两次综合性的评论(Younger等,1982; Elders和Cohon, 1983)。该系统的岩石和地球化学的详细研究,主要集中在硅酸盐蚀变方面(Muffler和White, 1969; McDowell和Elders, 1979, 1980, 1983)。因此,即使它经常被作为现代的、活动

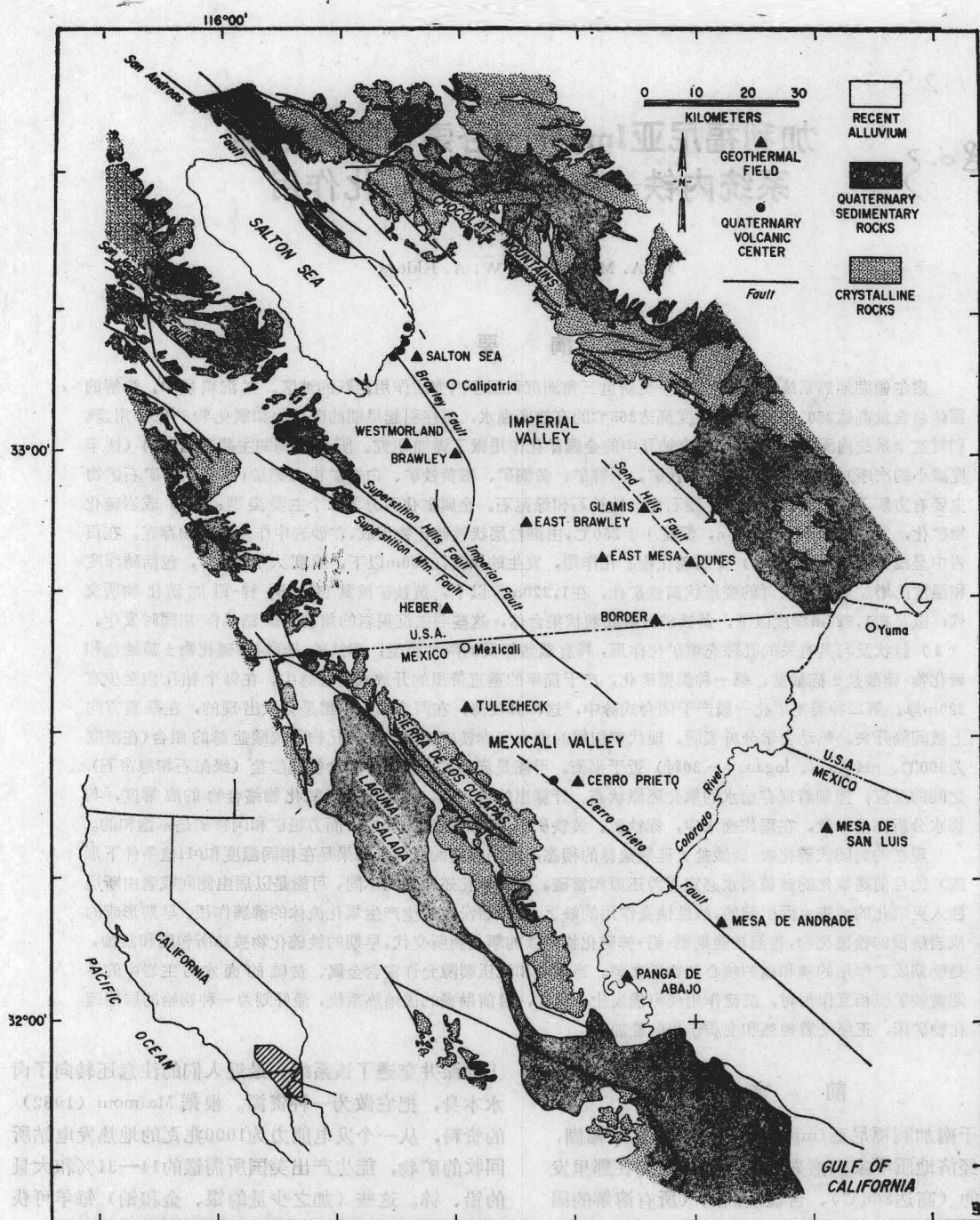


图 1 索尔顿凹槽的地热田

的成矿系统而引用，但并没有任何关于该系统内金属矿化性质和分布的详细研究成果公开发表（部分原因可能是由于有效的样品和资料是属于专利性质的）。本文报道了我们对该系统内两个钻孔中所发现的矿石和有关矿物之结构和矿物学方面的研究成果。我们还

运用了矿物组合与卤水化学分析相关的平衡热力学理论，以估价卤水与矿化作用之间所达到的平衡程度。最后，我们注意到了由金属矿化作用时空分带而显示的关于该系统历史和水文方面的局限性。

地质背景

索尔顿湖地热系统位于靠近索尔顿凹槽的中心部位, 该凹槽是由东太平洋隆起与北美大陆板块相互作用所形成的一个延伸很深的构造凹槽 (Elders, 1979; Elders等, 1972; Elders和Biehler, 1975)。索尔顿凹槽 (加利福尼亚带海湾的一个延伸部分) 被来源于科罗拉多河水系的细粒河流三角洲冲积物及相应的蒸发和泻湖沉积物所淤积 (Muffler和Doe, 1968; Van和Kamp, 1973)。地震折射研究表明, 该谷谷底之下的岩石, 显示出一个独特的构造。Imperial谷中心的三分之二为下伏沉积岩, 在5km深处, 这些沉积岩由于周围高温的影响, 明显地转变为沉积变质的变质岩基底。再往下, 在10—16km深处, 下伏有铁镁质侵入岩 (Fuis等, 1982)。在数个地热田内, 钻孔穿过了铁镁质岩墙 (Elders和Cohen, 1983)。此外, 在该地热系统范围内的第四纪流纹岩穹丘中, 见有铁镁质岩石捕虏体 (Robinson等, 1976) (图2)。

该系统内被钻孔穿过的沉积岩, 其时代属于上新世—更新世。凹槽内已知最老的岩石, 是出露于盆地边缘的中新世边缘沉积物 (Muffler和Doe, 1968)。不

能划分的边缘沉积岩, 见于任何一个钻孔的深部。垂直于断裂谷方向的三角洲的形成, 把索尔顿盆地与加利福尼亚海湾隔开。因此, 进入盆地的水, 只能通过蒸发作用而逸散 (Elders, 1979)。由于它的形成, 被封闭的盆地当科罗拉多河改道、变换为南或北流向时, 经历了数次淡水充填成湖和干化作用的循环。卤水的高含盐度一般是由于三角洲的干燥气候使这些水蒸发而引起的 (White, 1981)。高盐度的卤水还见于Brawley和东Brawley地热田 (图1) (Elders, 1979)。

索尔顿湖地热系统的发展与现代流纹岩质火山作用有关, 而这种火山作用被设想与一个活动的、生成玄武岩的大洋渗漏转换断层体系相关 (Elders等, 1972)。五个小的流纹岩穹丘出现于该地热田的中心部位 (图2)。几条活动的断层穿切该地热田, 中等活度微震是索尔顿湖及其周围地区的特征。该地热田也是一个大的重力和磁力异常场 (Younker等, 1982)。这些都归咎于沉积物的固结作用和铁镁质岩石的侵入作用 (Elders和Cohen, 1983)。可以观察到极高的热流和365℃的高温 (图2)。

索尔顿湖地热系统的岩石

索尔顿湖地热系统范围内的沉积岩, 由变质的碎屑砂岩、粉砂岩和页岩组成。这种砂岩的主要成分为石英—长石—岩屑状玄武岩, 并含有数量不等的方解石胶结物和粘土基质。页岩和砂岩一般是钙质的。全部岩石岩性类型的百分比是: 页岩占70%, 粉砂岩占5%, 砂岩占25% (Kendall, 1976)。这些沉积岩的原生组分为石英、方解石、钾长石、斜长石、蒙脱石、伊利石、白云石和高岭石 (Muffler和White, 1969)。沉积岩曾受到了成岩作用和埋藏变质作用, 而且目前在深部正经受着强烈的蚀变作用, 这是由于与含全部溶解固体高达250,000ppm的钠、钙、钾氯化物卤水相互作用而引起的。在靠近该地热田中心部位深915m处, 温度为300℃左右, 在2,135m深处, 温度高达365℃, 在这里, 变质作用产生了具有石英+绿帘石+阳起石+绿泥石+钾长石+钠长石±钾云母±石榴子石一般组合的角岩化岩石 (Muffler和White, 1969; Helgeson, 1968; McDowell和Elders, 1979, 1980, 1983)。

早些时候, Clayton等 (1968) 发现, 该系统中心地下岩石内的 $\delta^{18}\text{O}$, 随着温度增高而逐渐减小。他们认为该地热田中心部位地热卤水的 $\delta^{18}\text{O}$ 为2‰, 从而得出这样的结论: 就同位素而言, 这些卤水完全被混合了。Later Olson (1978) 对比了该系统内八个钻孔中脉状方解石的 $\delta^{18}\text{O}$, 其样品选自周围温度为250℃的地方。它们显示了4‰的变化, 这表明蓄积的流体没有

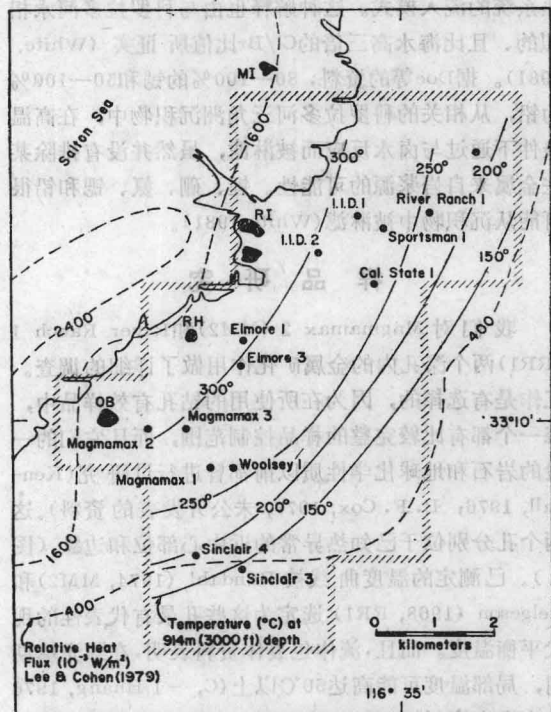


图2 索尔顿湖地热田中钻孔的位置。根据Palmer (1975)和Randall (1974)的资料修改而成。流纹岩喷出体: OB=黑曜岩孤峰, RH=岩石山, RI=红色岛, MI=岬岛

发生同位素的完全混合。Kendall (1976)和Freckman (1978)的研究成果进一步证实了这一结论。

Kendall (1976)发现,岩石中矿物和同位素的平衡程度强烈地依赖岩石的渗透性。因此,不渗透的页岩中的低品级矿化组合所保持的温度,比其在砂岩内的正常稳定范围高。脉型矿化作用(主要发生在页岩中)所显示的矿物组合与围岩相似,而且明显是和岩石变质作用同时发生的。这说明,在脉充填的过程中,流体来自局部地段。Kendall得出这样的结论:流体的运动局限在水平的、渗透性好的含水层(砂岩)内,而断裂的渗透性引起的垂直循环作用对矿物相和卤水之间的同位素交换影响甚小。根据流体包裹体和稳定同位素资料,Freckman (1978)得出的结论是:卤水的含盐度随深度增加而增加。在所研究的一个钻孔内,见不透水的页岩层将卤水垂直隔开。厚5mm的方解石脉的形成温度为68℃的暗示出,所测定的钻孔温度曲线是实际穿插热事件的平滑型式。

McDowell和Elders (1979, 1980, 1983)研究了结构和硅酸盐矿物学方面的渐进变化。为此,着重研究了采自Elmore 1孔的砂岩(采自最热钻孔中的样品是有效的)。他们观察了四个渐进结构带。从地表向下至360—410m,是由未固结的、富含粘土的泻湖沉积物所组成的沉积盖层。再往下至440—580m深,是一层钙质胶结的砂岩(自封闭盖层)。随温度升高而渐进的脱碳酸盐化反应,在下部主蓄积层(深度为845—1,135m)内,引起可观察到的第二次孔隙化。硅酸盐和新组构矿物增生的发展,逐步引起了进入较深的角岩带的过渡,那里的原生孔隙度仅占5%左右,并以裂隙渗透为主。McDowell和Elders (1980)还描述了与这些结构带大体一致的四个自生矿物带:(1)白云石-铁白云石带:位于深439m(或小于此数)温度<190℃处,在该带内,混合的层状伊利石-绿埃洛石与白云石-铁白云石、方解石、赤铁矿及可能存在的石英和榍石同时出现。(2)方解石-绿泥石带:深439—1,135m,温度190—325℃,在该带内,绿泥石和伊利石-多硅白云母与方解石、石英、钠长石、正长石-微斜长石、绿帘石、黄铁矿、榍石、闪锌矿和硬石膏一并出现。(3)黑云母带:深1,135—1,200m,温度325—360℃,在该带内,在不同的深度,出现黑云母和粘土状蛭石,并含有滑石、石英、正长石-微斜长石、钠长石、绿帘石、黄铁矿、阳起石、榍石及少量的白云母、绿泥石、硬石膏和闪锌矿。(4)石榴子石带:深度大于2,155m,温度高于360℃,该带内钙铁榴石与黑云母、石英、钠长石、绿帘石、阳起石、黄铁矿及榍石同时出现。

卤水的化学性质和来源

表1概括了该地热系统中心部位各钻孔卤水的有效化学成分(孔位示于图2)。当这些富含金属和氯化物的卤水首次被发现时,人们认为其中的金属来自岩浆,而且该系统对分析岩浆流体提供了一个不寻常的良机(White等, 1963)。后来,卤水及相应的热液蚀变沉积岩的同位素研究,揭示了其中绝大部分水很可能属大气降水(Craig, 1966; Clayton等, 1968; White, 1968)。Craig(1966)发现,索尔顿湖卤水的 δD 为-75‰,类似于局部大气降水。这种卤水的 $\delta^{18}O$ 值变化于-11‰与+3‰之间,且通常与氯度有关。另一方面,在水-岩石反应过程中,由于氧的交换,岩石中原生 $\delta^{18}O$ 值由18—8‰,减少很多。这一氧同位素值要求与含有 $\delta^{18}O$ 初始值比岩浆水低的大气降水反应(Craig, 1966; Kendall, 1976)。就同位素而言,Imperial谷内的大气降水是异常的($\delta D = -63‰$)。根据这一证据和表明地下水流为南东流向的索尔顿湖的水文研究成果,Coplen(1972)论证了中心Imperial谷内的全部地下水是部分蒸发了的科罗拉多河水。盐度变化和同位素资料进一步证实了较淡的水从南流入该地热系统的流入模式。这种解释也由与科罗拉多河水相似的、且比海水高三倍的Cl/Br比值所证实(White, 1981)。据Doe等的资料,80—100%的铍和50—100%的铅,从相关的科罗拉多河三角洲沉积物中,在高温条件下通过与卤水反应而被淋滤,虽然并没有排除某些金属来自岩浆源的可能性。锂、硼、氨、铍和铅很可能从沉积物中被淋滤(White, 1981)。

样品研究

我们对Magmamax 2 (MM2)和River Ranch 1 (RR1)两个深孔内的金属矿化作用做了详细的调查。工作是有选择的,因为在所使用的钻孔有效样品中,每一个都有比较完整的样品控制范围,而且它们一般的岩石和地球化学性质以前都曾进行过研究(Kendall, 1976; B. F. Cox, 1977, 未公开发表的资料)。这两个孔分别位于已知热异常的近中心部位和边缘(图2)。已测定的温度曲线被Randahl (1974, MM2)和Helgeson (1968, RR1)选定为这些孔最有代表性的现代平衡温度。而且,流体包裹体资料表明,在脉充填期间,局部温度可能高达50℃以上(C, -1 Huang, 1976年未发表资料; Freckman, 1978)。MM2孔的岩性示于图4。Kendall(1976)认为,主要脉的矿化作用和蚀变作用,发生在823m和1,006—1,332m(钻孔底部)。主要脉中的矿物共生组合为冰长石-绿帘石-方解石(带A)

表 1 索尔顿湖卤水化学成分

	II D1	II D1	II D2	加利福尼亚州 1	Woolsey1	Magmamax 1
	Skinner 等 (1967) ¹	White (1968) ¹	Helgeson (1968) ¹	Helgeson (1968) ¹	Palmer(1975) (最大的ppm值 引自 Magma 电力公司) ²	Palmer (1975) ²
Zn	790	540	500	500	—	—
Pb	84	102	80	80	—	—
Cu	8	8	3	2	—	—
Ag	0.8	1.4	2	<1	—	—
Fe	2,090	2,290	2,000	1,200	244	93
Mn	1,560	1,400	1,370	950	488	200
Na	50,400	50,400	53,000	47,800	49,729	52,500
Ca	28,000	28,000	27,800	21,200	12,658	25,000
K	17,500	17,500	16,500	14,000	6,510	5,000
Li	215	215	210	—180	90	—
Cl	155,000	155,000	155,000	127,000	83,183	—
SO ₄	5	5.4	30 (total S)	—	—	—
硫化物S	16	16	—	30	—	—
二氧化硅	400	400	400	—	181	500
pH	5.2	5.2	4.64	—	6.25	6.65
TDS	258,360	~250,000	258,769	219,500	151,237	>100,000
S.G.	—	—	—	—	1.106	1.022
BHT	316°C	340°C	332°C	305°C	238°C	265°C

	Magmamax 1	Woolsey 1	Sporsman1	Sinclair4
	Needham 等 (1980) (试验的平均值, 1977.6)	Needham等(1980) 平均化学分析 1977.2	Palmer (1975) ²	Palmer (1975) ²
Zn	290 ³	—	—	600
Pb	44	—	—	60
Cu	0.5	—	—	3
Ag	0.8	—	—	1
Fe	280	235	4,200	1,300
Mn	635	—	—	1,700
Na	38,300	40,000	70,000	78,000
Ca	21,100	16,700	34,470	37,735
K	10,400	9,100	24,000	20,690
Li	150 to 200 ³	140	150	400
Cl	128,700	99,000	201,757	210,700
SO ₄	—	—	34	75
硫化物S	—	—	—	—
二氧化硅	239 ³	—	5	625
pH	5.5	5.44	4.82 to 6.10	5.0
TDS	>2000,000	>150,000	334,987	387,500
S.G.	—	—	1.207	—
BHT	—	200°C	310°C	260°C

注：除另外注明的之外，所有化学成分含量的单位均为ppm。并不是全部分析的成分都列出。

¹ 该数已做了蒸气损失校正

² 未做蒸气损失校正

³ 浓度来自1976年采的样品；TDS=全部溶解的固体，单位 ppm（重量）；S.G.=20—25°C时的比重；BHT=孔底温度；—=没报道

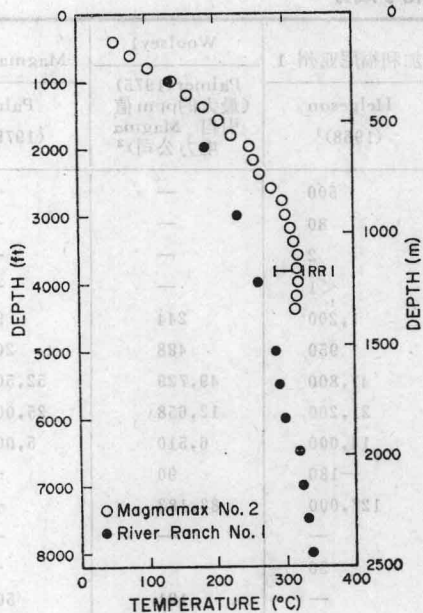


图3 River Ranch 1 (稳定循环)和Magmamax 2 (开放循环) 孔内的温度分布。根据Palmer (1975)和Randall (1974)。标记(RR1)的符号指示出River Ranch1孔内流体包裹体均一化温度,根据Freckman (1978)和C, -1. Huang (未发表的资料)

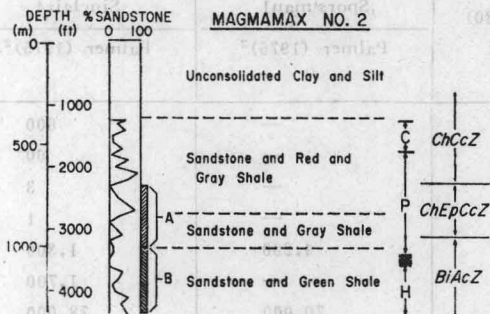


图4 Magmamax 2孔岩性。阴影带代表脉型矿化作用区间: A = 方解石-冰长石-绿帘石; B = 绿帘石-硬石膏-阳起石-黄铁矿-赤铁矿。根据Kendall (1976)的资料。McDowell和Elders (1979, 1980)的结构带: C = 碳酸盐顶盖, P = 孔隙带, H = 角岩带。变质带: ChCcZ = 绿帘石-方解石带, ChEpCcZ = 绿帘石-绿帘石-方解石带, BiAcZ = 黑云母-阳起石带

和绿帘石-硬石膏-阳起石-赤铁矿-黄铁矿(带B)。RR1 钻孔的岩性示于图5。B. F. Cox (1977 年未发表的资料)注意到, 在884—1,189m有一个主要的蚀变带, 其它次要的狭窄的蚀变带存在于1,707—1,738 m和2,378—2,409m处。脉内的主要矿物为石英、绿帘石、冰长石、赤铁矿、闪锌矿、黄铜矿和方解石。我们还粗略地检查了其它几个钻孔: Sportsman 1和

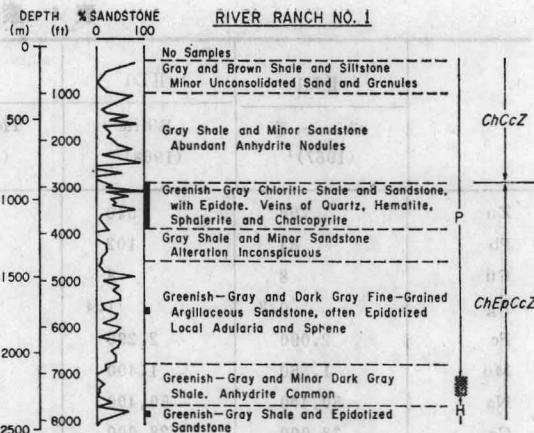


图5 River Ranch 1孔的岩性。实线标记表示脉型矿化作用的区间。根据B. F. Cox的资料 (1977, 尚未发表)。结构和变质带根据McDowell和Elders (1979, 1980)。简易说明见图4

Imperial灌溉区的1、2号孔。我们从MM2和RR1孔深为3—9m区间内的岩粉中采集了矿石矿物样。矿石矿物很少, 平均占钻孔岩粉样总量的1或2%以上。在矿石矿物中, 黄铁矿一般占95%以上。在钻孔穿透的主要矿脉区间内, 它们局部可占钻孔岩粉总数的5%。把含矿石矿物的颗粒放入环氧树脂, 或做成光片或制成双抛光薄片, 用以进行反光和透射光观测。从索尔顿湖地热系统中只能得到可用的但非常细碎的岩心物质, 因此, 我们实际上没有关于结构关系的大量资料。尤其是在脉交叉关系很少时(钻孔岩粉直径通常不超过1cm), 只能保留很短的矿脉岩心。我们所取的少数岩心样, 从未呈现一个以上的脉组。因此, 样品的这种特点影响了对不同脉之间脉完整的共生组合和相对年龄的确定。

矿石矿物及共生组合

索尔顿湖地热系统内所见到的金属矿化作用, 根据结构、矿化组合及深度和温度分布系数, 可分成三个成因类型:

1. 在500—700m深度以内, 在较轻微蚀变的沉积岩中, 矿石矿物主要呈浸染状和胶结的层状铁硫化物。
2. 在更深的部位, 随着沉积岩广泛热液蚀变作用的发生, 砂岩和粉砂岩中的黄铁矿胶结物逐渐减少, 呈现蚀变作用产生的重结晶和次生多孔性。在页岩和粉砂岩中, 黄铁矿和少量磁黄铁矿的斑状变晶结构变得十分发育。
3. 此外, 在700m深以下, 裂隙充填型矿化作用发生在少数较为有限的区段内, 主要在页岩和粉砂岩中。这些脉带与发生在砂岩和粉砂岩围岩的孔隙空间

内的金属矿化作用的主要区段有关。孔隙充填型金属矿化作用，一般与脉状金属矿化作用有关，这一点已由两者的相似矿物共生组合所表明。

这三种矿化作用可从三种成因得到解释：（1）类型：成因作用发生在紧随沉积作用之后和在成岩作用期间。（2）类型：在温度升高的条件下，成因作用发生在变质扩散作用、交代作用和重结晶作用期间。

（3）类型：成因作用是由于在温度升高时形成裂隙和热液脉而发生的。过渡类型的成因作用，介于（1）和（2）及（2）和（3）之间。下面对每个类型进行详细描述。

成岩作用的矿化作用

这一类型的金属矿化作用发生于主岩之中，这种岩石蚀变程度不高，在这样浅的深度范围内，温度高

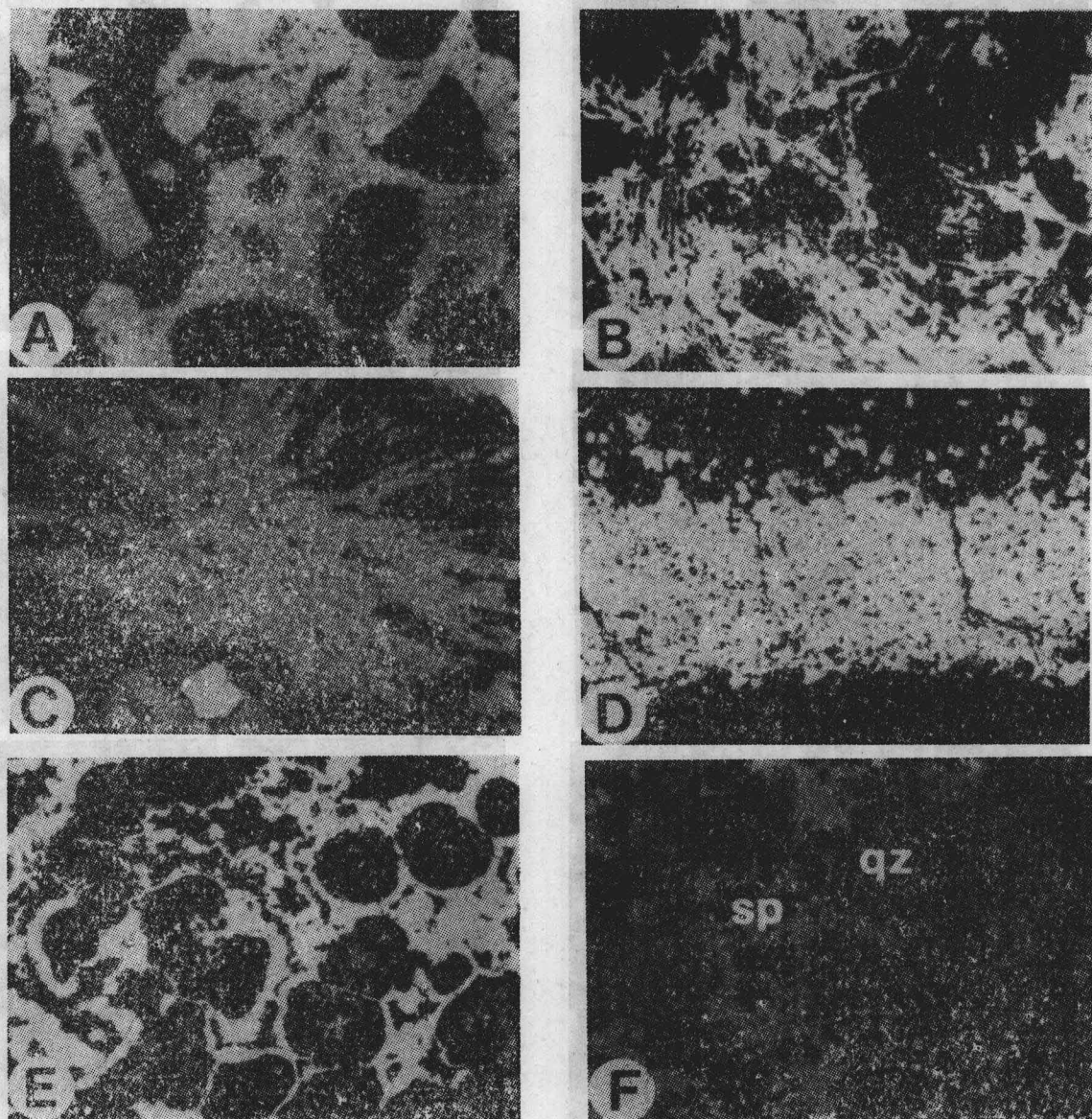


图 6 A. 细粒黄铁矿胶结砂岩。左边板状大晶体是毒砂。RR1 钻孔，348m 深。视域宽度为 0.7mm，反射光。B. 细粒黄铁矿呈柱状（硬石膏或磁黄铁矿）假象，胶结砂岩。RR1 钻孔，348m 深，视域宽为 1.4mm，反射光。C. 黄铁矿呈放射状硬石膏假象，等粒非均质颗粒为白铁矿，于粉砂岩中。RR1 钻孔，348m 深。视域宽度为 1.4mm，反射光。局部为正交偏光。D. 粉砂岩中多孔状的细粒黄铁矿条带。RR1 钻孔，420m 深。视域宽度为 1.4mm，反射光。E. 粉砂岩中细粒黄铁矿和白铁矿的复杂胶状结构。RR1 钻孔，702m 深。视域宽度为 0.7mm，反射光。F. 胶结砂岩的闪锌矿。RR1 钻孔，447m 深。视域宽度为 1.4mm，反射光

达约250℃。这种岩石经历了岩化作用和成岩作用,这点已由方解石和氧化硅胶结物及席状硅酸盐重结晶作用的存在所表明。主要的结构效应为孔隙充填。黄铁矿是最普遍的胶结状矿石矿物。它以浸染至块状细粒

胶结物状态存在于砂岩和粉砂岩中,并经常不完全地交代碎屑颗粒和基质(图6A和B)。细粒黄铁矿胶结物通常为碳酸盐、硫酸盐、铁的氢氧化物及植物碎屑共生。偶然的细胞状和叶片状结构,暗示了木质有机

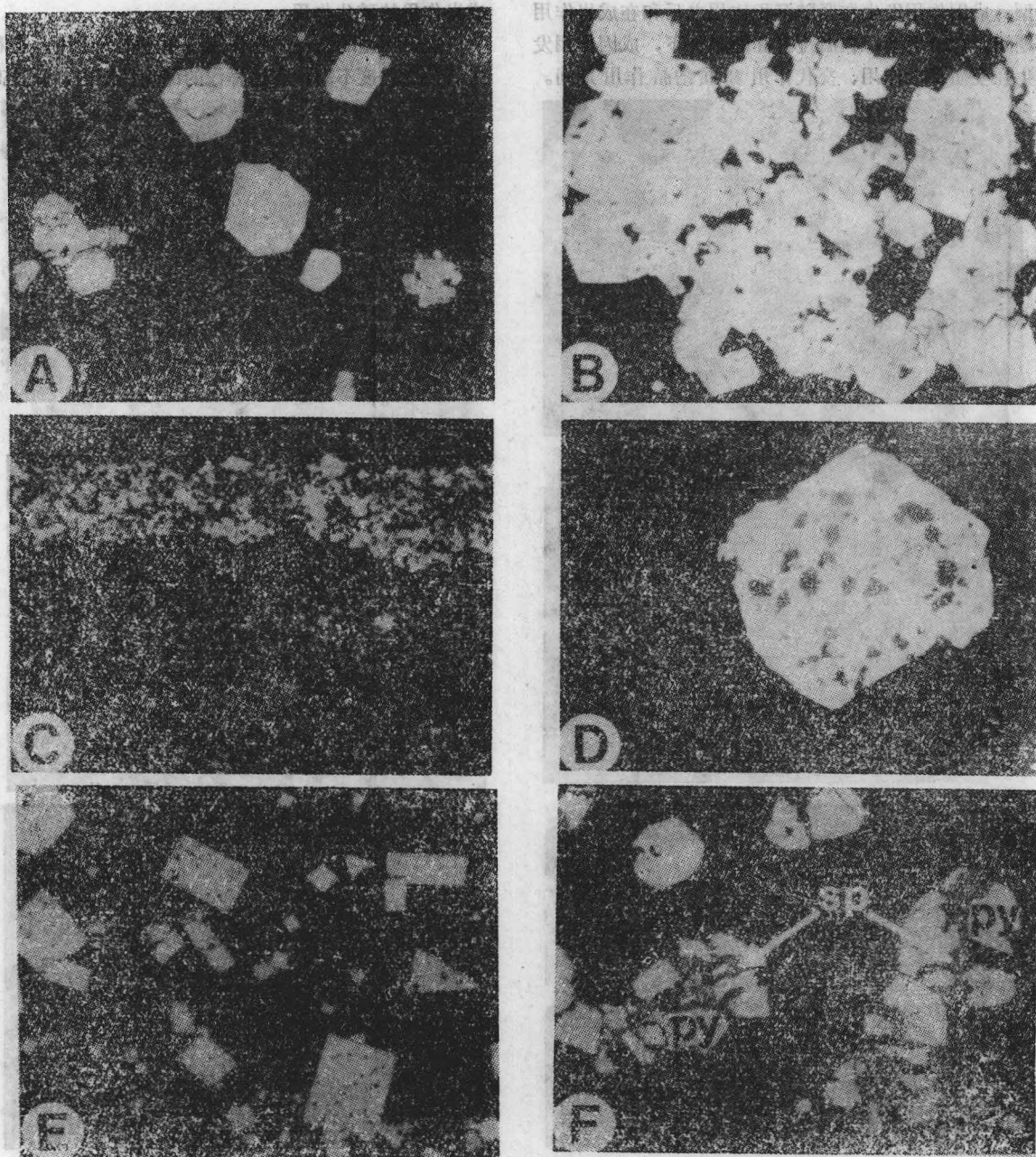


图 7 A. 显示生长带的自形黄铁矿变斑晶,在砂岩主岩中。RR1钻孔,深度662m。视域宽度为0.34mm,反射光。B. 纯净的、自形黄铁矿增生于孔洞、细粒核心之上,在砂岩主岩中。RR1孔,深度348m。视域宽度为1.4mm,反射光。C. 存在于粉砂-页岩中的细粒层控黄铁矿条带。RR1孔,2.177m深。视域宽度为1.4mm,反射光。D. 砂岩中嵌晶状黄铁矿变斑晶。MM2孔,992m深。视域宽度为0.7mm,反射光。E. 页岩中自形黄铁矿变斑晶。RR1孔,2.389m深。视域宽度为0.7mm,反射光。F. 粉砂岩中被闪锌矿交代的黄铁矿变斑晶粒内交代现象。RR1孔,893m深。视域宽度为0.34mm,反射光

物的交代作用。在所有这些产出条件下,莓球状黄铁矿是普遍的。在页岩、粉砂岩和某些砂岩中,黄铁矿呈浸染的粒状和呈细粒团块、透镜体及与层理整合的条带(图6D)。莓球状黄铁矿和植物碎屑也是于这些地方。粘土岩和砂岩中的细粒、块状黄铁矿,在柱状形态中呈斑点状假象(图6B和C),暗示了硬石膏被黄铁矿交代。大多数成岩黄铁矿胶结物,以含有丰富的杂质及蚀痕为其特征(图6A至D)。白铁矿以胶结物、黄铁矿内不规则的斑点及某些黄铁矿假象的边缘带形式出现。黄铁矿-白铁矿交生,呈胶状和球粒状(图6E)。自形的白铁矿很少,大部分白铁矿显然已转变为黄铁矿。在温度超过500℃的地方,没有见到白铁矿。这一转化由实验动力学研究得到证实(Rising, 1973; Murowchick, 1984),在活化的地热系统中,这可能是一个有用的定性地热温标。

层状结构说明,这些铁的硫化物层是紧随着沉积作用之后,在相对未蚀变和未固结的富含有机质的沉积物内形成的。与层理整合的层状和透镜状细粒黄铁矿的存在,是沉积物固结作用之前的硫化硫层的象征(Lambert和Bubela, 1970; Berner, 1969)。这种结构经常见于许多层控硫化物矿床中,例如Meggen、Rammelsberg、McArthur River及Mt. Isa矿床(Vokes, 1969; Lambert, 1976)。形成沉积的、早期成岩的铁硫化物所需要的铁,容易存在于碎屑含铁相中(Berner, 1970)。通过硫酸盐细菌还原作用和(或)有机硫化物的分解作用,可以得到硫。索尔顿湖地热系统浅部沉积物中硬石膏晶体和有机物的存在,表明这种作用很可能发生在早期细粒铁硫化物形成期间。

某些结构可能被认为是晚期成岩作用形成的。在这两个钻孔浅部的黄铁矿胶结物中,是有少量的闪锌矿、黄铜矿和方铅矿。黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿和方铅矿的沉积序列,对成岩硫化物胶结物而言是有代表性的(Amstutz和Park, 1971)。有价值的闪锌矿胶结物,出现于MM2孔404m和RR1孔450m深处的砂岩中(图6F)。在这两个钻孔中,随着深度的增加,浅部细粒黄铁矿的结构,通过重结晶作用而增生为粗粒的、较纯净的自形黄铁矿(图7A和B),这种黄铁矿在MM2孔600m和RR1孔350m以下,其数量很大。这种较晚的黄铁矿经常具有稍高的反射率,且由于少量的孔隙和杂质存在,往往比早期细粒黄铁矿具更淡的棕色和更深的黄色。早期的细粒黄铁矿常常被保留在较晚期形成的黄铁矿的核内,这种相互关系尤其能够通过1:1的HNO₃腐蚀而显示。许多粗粒黄铁矿晶体的核心,莓球状几何形态是明显的。早期形成的、位于黄铁矿变斑晶核心部位的细粒结构,在不透水的页岩中(甚

至在很深的地方)经常保存得特别完好(图7C)。在一般情况下,较晚期、较纯净的黄铁矿继承了早期黄铁矿总的结构形式。例如,浸染状细粒黄铁矿的单矿物条带,在深部过渡为较粗小的自形黄铁矿变斑晶条带(图7C)。Love和Amstutz (1966)、Kalliokoski和Cathles(1969)、Aruold等(1973)、Lambert (1976)及Vaughan和Ixxer (1980)已注意到了其它层控矿石中早期细粒和莓球状黄铁矿的重结晶作用和增生实例。**变质作用的矿化作用**

硅酸盐和碳酸盐的矿物学的及结构的主要变化,标志了索尔顿湖地热系统中反映的广泛的热液蚀变作用开始于200℃—300℃的温度区间(McDowell和Elders, 1979, 1980)。类似的变化也发生在金属矿化作用的性质方面。在MM2孔793m和在RR1孔823m以下,作为细粒胶结物的黄铁矿是很少的。从MM2孔700m和从RR1孔的450m开始,页岩、粉砂岩和某些砂岩中的细粒黄铁矿的重结晶作用和增生,导致粗大的变斑晶随深度和温度的增加而逐渐发育(图7D和E)。这种作用产生了由单晶体或邻近的聚晶生长引起的砂岩中的变嵌晶结构(图7D)。在浅部,黄铁矿晶体呈被改造的形式,但在深部则趋于立方体自形晶(图7E)。在深部,黄铁矿变斑晶还呈现有粒间裂隙,这可能是由于与生长有关的体积变化或者是由于压紧作用而造成的。偶然的包裹体带或不常见的急剧生长带,暗示了某些变斑晶之不连续的生长史。RR1孔中937—1,183m区间,含石英-赤铁矿-黄铁矿脉的页岩呈现浸染状黄铁矿变斑晶,这种变斑晶与产于脉内的黄铁矿有关(图9C)。在MM2孔1,006m和RR1孔1,433m以下,页岩中粗粒硬石膏变斑晶与粗粒自形黄铁矿变斑晶(图8D)共生,这种变斑晶与含自形黄铁矿的硬石膏脉有关。在RR1孔深部,在具角岩化重结晶结构的钙质页岩和粉砂岩中,磁黄铁矿呈少见的、交代了黄铁矿的变斑晶出现。在RR1孔1,229m深处,多相的变斑晶呈现出由磁黄铁矿不连续晕圈所环绕的、由共生方解石、石英和闪锌矿所形成的日冕结构(图8C)。这种结构往往被认为是与脉相关的孔隙充填所致。

黄铁矿变斑晶的变质交代,发生在RR1孔1,220m以下。共生的磁黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿所形的网脉,充填于粒间裂隙之中,或者以斑点状产于变质钙质页岩和粉砂岩(偶尔见于砂岩)内的粗粒黄铁矿变斑晶中(图7F和图8A)。粒间性质的裂隙充填物和石英压力条纹的普遍存在表明,主岩的压紧作用引起了黄铁矿变斑晶中的裂隙,于是这些裂隙就成了呈交代网脉状的硫化物沉积的场所。涉及索尔顿湖地热系统内硫化物的最早的变质效应,是深部黄铁矿变斑晶的骸

晶结构 (图8B)。在RR1孔的1,524m以下, 这种结构广泛发育, 而且经常与角岩化重结晶钙质页岩和粉砂岩相关。呈分散状态交代黄铁矿的磁黄铁矿, 也与这种结构有关。因此, 大量的硫和铁在该系统的深部由于黄铁矿的分解作用可能被释放出来。Lambert

(1973)已经注意到, 大量黄铁矿的溶解和被磁黄铁矿交代, 对较晚世代硫化物矿物形成时所需的硫, 有十分重要的意义。

与脉有关的矿化作用

在RR1孔701m和MM2孔756m以下, 含金属矿物

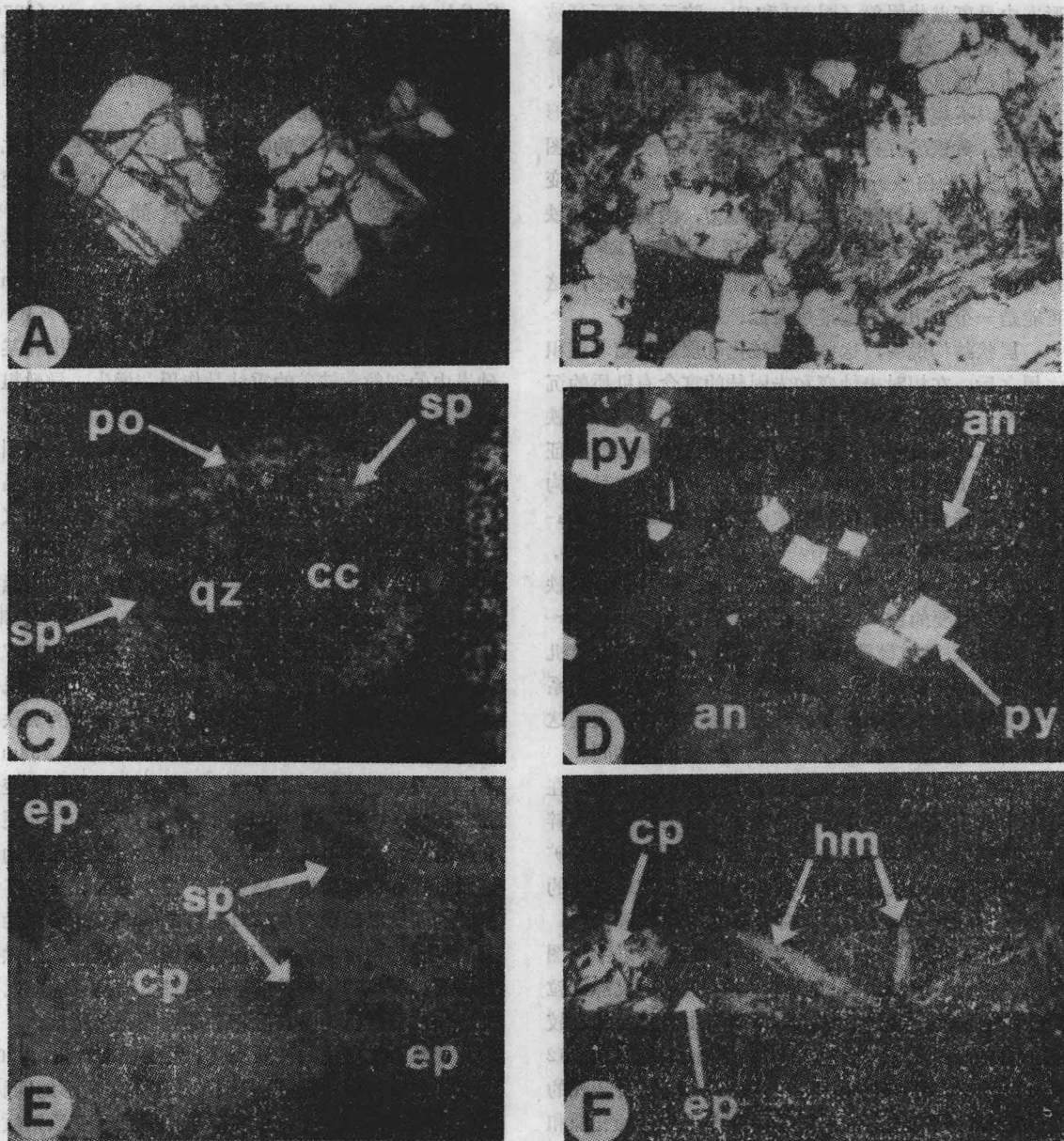


图 8 A. 含铜矿、磁黄铁矿和闪锌矿交代细粒砂岩中的黄铁矿变斑晶。RR1孔, 1,483m深。视域宽度为 1.4mm, 反射光。B. 发育于角岩化砂岩主岩中黄铁矿内的微晶结构。RR1孔, 2,153m深。视域宽度为 0.7mm, 反射光。C. 发育于粉砂岩主岩中的粗粒复矿物集合体。石英和方解石核被闪锌矿斑点和磁黄铁矿晕圈所环绕。RR1孔, 1,221m深。视域宽度为 1.4mm, 反射光。D. 在页岩中, 自形黄铁矿立方体和板状硬石膏共生。MM2孔, 1,002m深。视域宽度为 1.4mm, 反射光。E. 含绿帘石 (衬底) 和黄铜矿 (具有闪锌矿圆形包裹体) 之页岩中的脉。MM2孔, 806m深。视域宽度为 0.7mm, 反射光。F. 页岩中含绿帘石及他形黄铜矿 (左边)、叶片状赤铁矿和分散黄铁矿颗粒的脉。MM2孔, 1,191m深。视域宽度为 1.4mm, 反射光。

的裂隙充填物，主要产于页岩和粉砂岩中，在邻近的砂岩和粉砂岩中一般呈孔隙充填物。脉中金属矿物的相对丰度为：黄铜矿 $\approx$ 闪锌矿 $\geq$ 赤铁矿 $>$ 黄铁矿 $>$ 磁黄铁矿 $>$ 方铅矿。脉中的某些黄铁矿似是早期溶蚀后形成的变斑状黄铁矿，而不是原生脉相产物。脉中所

见到的共生脉石矿物有方解石、石英、绿帘石和硬石膏，并有少量的冰长石、绿泥石和阳起石。绿泥石在孔隙充填物中和在邻近的围岩中比脉中更为普遍。

图10和11表明MM2和RR1孔脉内矿物共生组合的分布。在这两个钻孔中，脉内矿物共生组合的两个一

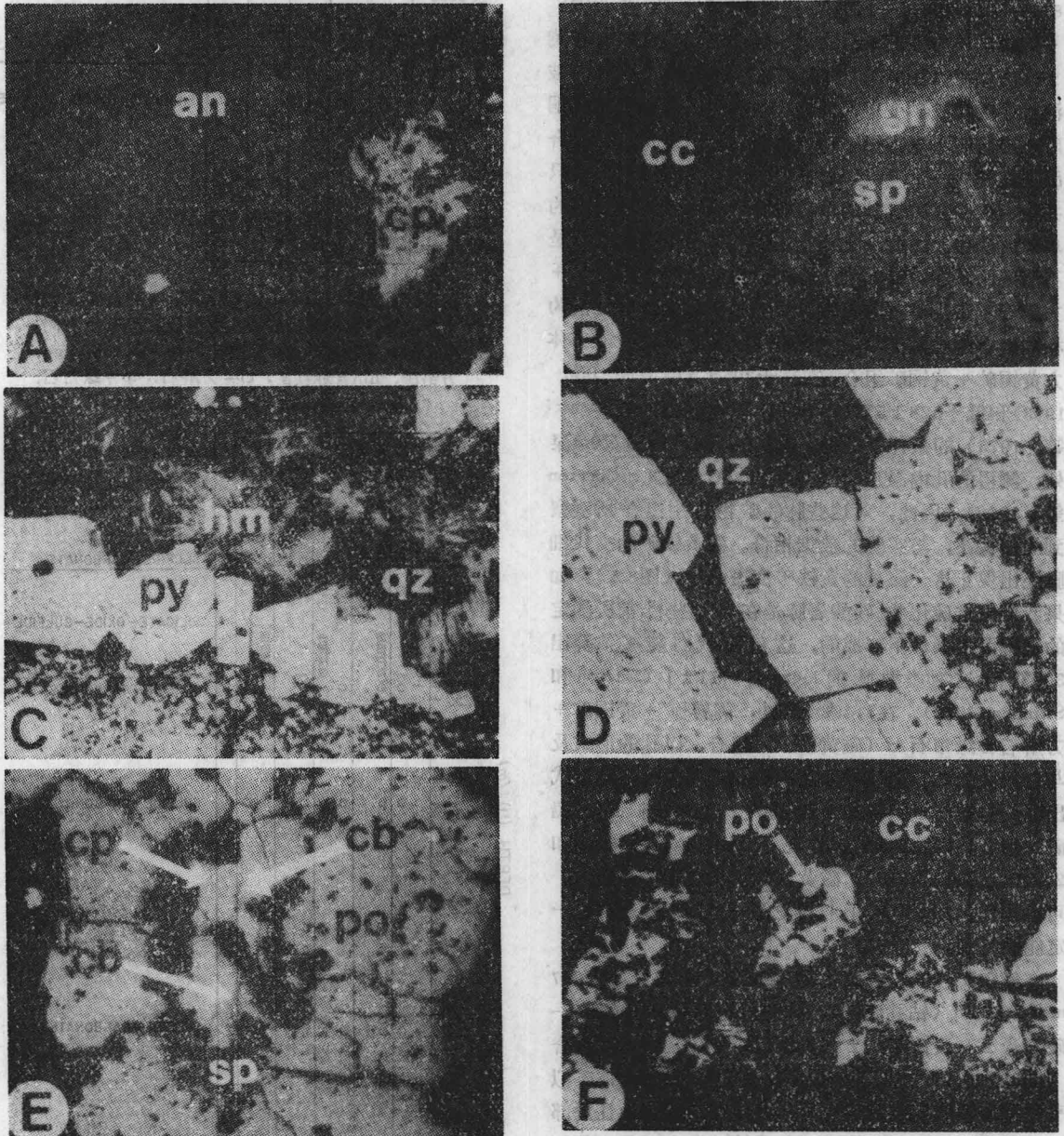


图 9 A. 粉砂岩内含片状硬石膏、他形黄铜矿和少量方解石的脉。MM2孔，992m深。视域宽度为1.4mm，反射光。B. 砂岩中含自形方解石和他形闪锌矿的脉，并含有片状方铅矿。RR1孔，893m深。视域宽度为1.4mm，反射光。C. 粉砂岩中含自形黄铁矿（衬底和主岩中浸染状者）、片状赤铁矿和自形石英的脉。RR1孔，1,118m深。视域宽度为0.7mm，反射光。D. 粉砂岩中的脉，含有自形黄铁矿（衬底和主岩中浸染状者）、片状赤铁矿（黄铁矿和石英中的外延生长带）和石英。RR1孔，1,118m深。视域宽度为1.4mm，反射光。E. 粉砂岩中的脉，含磁黄铁矿（近边缘部分）和黄铁矿与闪锌矿交生的核心。注意黄铜矿中方黄铜矿层纹。RR1孔，深1,203m。视域宽度为0.7mm，反射光。F. 页岩中的脉，含方解石和片状磁黄铁矿。RR1孔，2,299m深。视域宽度为0.7mm，反射光。

般类型是：硫化物-碳酸岩-硅酸盐和赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐。下面将对这两个类型进行详细讨论。主要矿物用斜体字表示，微量矿物用圆括号表示，次要矿物没有另外表示。

硫化物-碳酸盐-硅酸盐：MM2孔756—765m、811—838m和994—1,049m区间内，脉内含有黄铜矿+闪锌矿+方解石+绿帘石±冰长石±黄铁矿±石英±（方铅矿）（图8E）。黄铜矿通常围绕并交代脉内被溶蚀了的黄铁矿变斑晶。在RR1孔内，闪锌矿±黄铜矿+方解石±（方铅矿）±（冰长石）±（绿帘石）组合出现在884m—915m区间内（图9B）。黄铜矿见于只共生有极少量闪锌矿的单矿物脉碎屑中或粉砂岩内的单矿物脉中。因此，它与上述矿物共生组合的关系是不清楚的。在1,210m处，脉内含磁黄铁矿+闪锌矿+方解石+黄铜矿+方黄铜矿±方铅矿组合，并过潜为相同组合的孔隙充填物（图9E）。磁黄铁矿+立方体方黄铜矿+黄铜矿组合，在高于 $205 \pm 5^\circ\text{C}$ （Cabri等，1973）和低于 $328 \pm 5^\circ\text{C}$ （Yund和Kullerud，1966；Sugaki等，1975）的条件下是稳定的。在RR1孔的1,210m深处，测得的孔内温度为 270°C 至 300°C （图3、Clayton等，1968）。因此，对这些脉的矿物共生组合所观察到的相关关系，与实验的数据相符。磁黄铁矿的交代细脉还出现于这一深度的黄铁矿变斑晶中（图8A）。如果我们假定硫化物-碳酸岩脉是在与那些目前所测定的类似温度条件下形成的，这就使我们能够估算出 300°C 时这种类型脉的 $\log a_{\text{S}_2} \leq -11 \pm 1$ （Barton和Skinner，1979）。在1,492m深处，闪锌矿+黄铜矿+方解石±绿帘石±（磁黄铁矿）组合，以脉的形式及与之相关的孔隙充填物和黄铁矿变斑晶内的细脉形式出现。方解石±闪锌矿±黄铜矿±磁黄铁矿±（方铅矿）组合，以脉的形式出现于2,017m、2,034m和2,312m深处（图9F）。磁黄铁矿仅出现于RR1孔内。可以预料，如果MM2孔打得更深一些，磁黄铁矿也一定能被打到。

赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐：MM2孔内1,097m至1,323m（钻孔底部），脉内含有赤铁矿-绿帘石-硬石膏±（黄铁矿）±（黄铜矿）±（方解石）组合（图8F和9A）。在某些情况下，这些脉里的黄铁矿似乎是被溶蚀的变斑晶形成的，并被绿帘石熔蚀且局部被其交代。在另一些情况下，黄铁矿为自形晶，并与绿帘石同时存在。黄铁矿、绿帘石和黄铜矿局部可能被赤铁矿和硬石膏交代。在少许情况下，硬石膏与黄铁矿是同时存在的（图8D）。脉的矿化作用，MM2孔往往比RR1孔弱得多，甚至认为在深度上后者是前者的两倍。RR1孔937至1,183m之间，含矿的脉十分丰富，

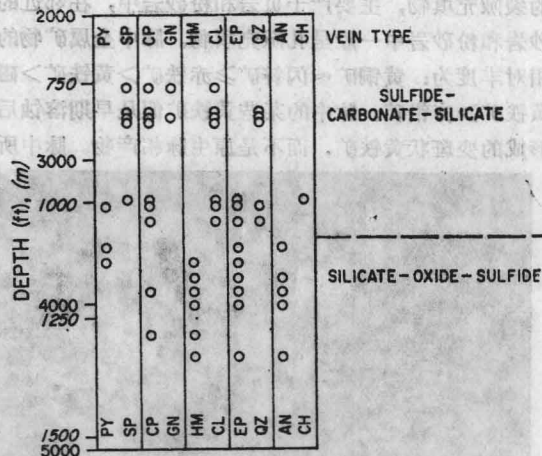


图 10 见于Magmamax 2孔中脉内的金属矿物和共生矿物。脉的成因矿物共生组合类型标于右侧一栏。py = 黄铁矿，sp = 闪锌矿，cp = 黄铜矿，gn = 方铅矿，hm = 赤铁矿，cl = 方解石，ep = 绿帘石，gz = 石英，an = 硬石膏，ch = 绿泥石

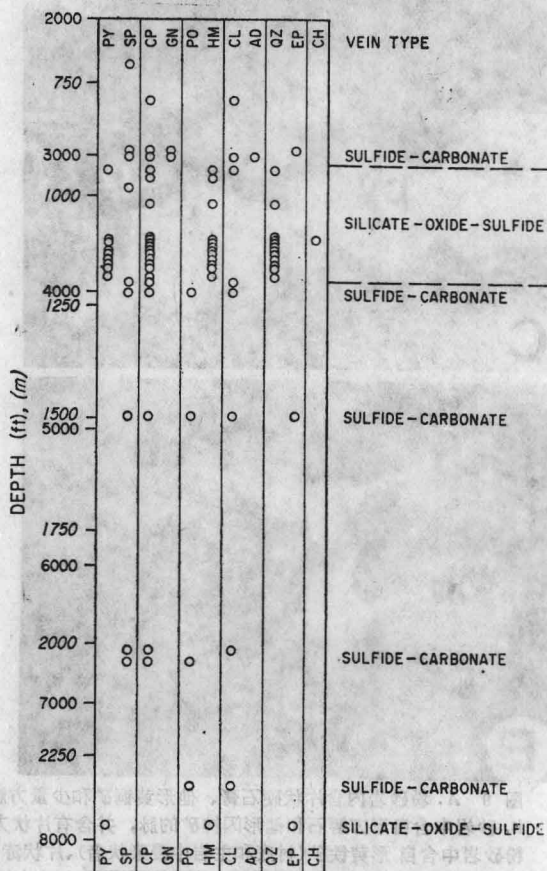


图 11 River Ranch 1 孔中脉内所见到的金属矿物及共生矿物。脉的成因矿物共生组合标于右侧一栏。缩写字母的解释同图10，另外，ad = 冰长石，Po = 磁黄铁矿

脉内含一个独特的赤铁矿+石英+黄铜矿±黄铁矿组合。半自形的黄铁矿通常位于脉壁上(图9C和D)。这种脉以自形石英为主,并以此为其特征。黄铁矿和石英都经常具有含定向排列赤铁矿叶片的生长带(图9D)。黄铜矿偶尔充填于自形石英晶体的间隙之中。某些黄铁矿以孤立的、港湾状的晶体存在于脉中,这种晶体表明它们是由于主岩变斑晶被包围而形成的。这样,一些脉内的黄铁矿几乎与赤铁矿及石英保持平衡,而另一些黄铁矿却是纯净的、较早形成的,且部分为赤铁矿所交代。

如上所述,脉组之间的切割关系没有保留在岩心上。然而,赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐类型组合比硫化物-碳酸盐-硅酸盐类型组合更开放、更富含孔隙的性质表明,后者属较老的脉组。赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐型组合中晶体的自形特性也表明,这种脉组可能是与现代地热卤水相平衡。

这种赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐组合型的脉,在这两个孔的相似深度(937—1,097m)出现,并见于一个很厚的、埋藏很深的区间内,尽管MM2孔在达到事先预定的赤铁矿脉带底部之前就已停止。自生的绿泥石、通常与邻接砂岩内的黄铁矿和赤铁矿交生。赤铁矿脉和孔隙充填带在914—1,310m以下出现,这也是我们在索尔顿湖地热系统内所施工的其它钻孔(IID2、IID1、Sportsman 1)的特征。

金属矿化作用的化学条件

为检查我们根据结构观察所得出的关于赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐脉与现代卤水相平衡的结论,我们把这种脉的矿物共生组合与用热力学计算的卤水分析结果做了对比。虽然对索尔顿湖地热系统卤水样所做的分析有几个是可用的(表1),但分析项目齐全,且做了因急剧蒸发而发生的蒸汽和不凝气体损失之校正者甚少。在井口部位,蒸汽可达10—30%,因此,来经校正的、急剧蒸发的卤水之分析结果,实际上不能代表该系统内深部流体的化学成分(El'is和Mahon, 1977)。我们选用两个已公布、且做了认真校正的深部卤水分析结果,即已由Skinner等(1967)和Helgeson(1968)所报道的IID1和2号钻孔。我们使用这些分析结果,计算了水成物种与RR1孔内赤铁矿-硅酸盐-硫化物-硫酸盐脉共生组合相对的活动性, IID1和IID2孔与RR1孔的位置和温度是十分靠近的。表2概括了IID两个钻孔内卤水几种组分(分析结果非常相近)的平均重量克分子浓度。

计算的是温度为300℃时的情况,因为这一温度与索尔顿湖地热系统生成带的深度相符。流体包裹体

表2 IID₁和IID₂号钻孔选定组分的普通化学分析
(根据Skinner等, 1967; 及Helgeson, 1968的资料)

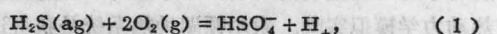
组 分	ppm	重量克分子浓度
Na	51,700	3.03
Ca	27,900	0.96
K	17,000	0.55
Cl	155,000	5.90
HCO ₃	690	$1.53 \cdot 10^{-2}$
H ₂ S	21.5	$6.3 \cdot 10^{-4}$
SO ₄	5.4	$7.6 \cdot 10^{-5}$
ΣS	30	$1.3 \cdot 10^{-3}$
Pb	82	$5.3 \cdot 10^{-4}$
Zn	645	$1.33 \cdot 10^{-2}$
Cu	5.5	$1.2 \cdot 10^{-4}$
Fe	2,045	$4.94 \cdot 10^{-2}$

的数据也表明, 300℃是RR1孔内石英脉形成时的代表性温度(Huang, 未发表的资料, 1976、1977; 图3)。热力学数据和计算方法见附录。计算的结果见图12, 该图表示出300℃时, a_{o₂}-pH座标内这个地热系统中铁的氧化物相和硫化物相的关系, 所使用的卤水成分数据来自表2, 矿物分析资料根据McDowell和Elders(1979、1980), 计算机程序SOLUPLLOT是由Bethke(1978)编写的。

现代蓄积层的卤水, 可以从石英-钾云母-钾长石平衡来推算。所有的这些相均以自生脉矿物形式, 见于索尔顿湖地热系统中, 正如Kendall(1976)、Cox(未发表的资料, 1977)及McDowell和Elders(1979、1980)在报告中所提及的。附录中计算的硅酸盐平衡稳定性边界示于图12, 它指出在300℃时, pH值可能为5.4。

方解石的溶解度界线也示于图12(见附录), 它与据硅酸盐平衡推算出的5.4的pH值同时发生。然而, 在这种脉的矿物共生组合中, 方解石并不是一个普遍的相。遗憾的是, 做为普遍相的硬石膏, 其显示的对数溶解度范围为-5.9至-10.4, 故我们没有把该相的稳定域标绘出来。

卤水的氧化还原态, 可根据卤水分析和开放脉中赤铁矿的产生状况, 进行估算。根据卤水分析代表着从300℃冷却下来的硫化物-硫酸盐平衡的设想, 我们使用反应式:



连同上述估算的pH=5.4一起, 计算出300℃时 log a_{o₂}

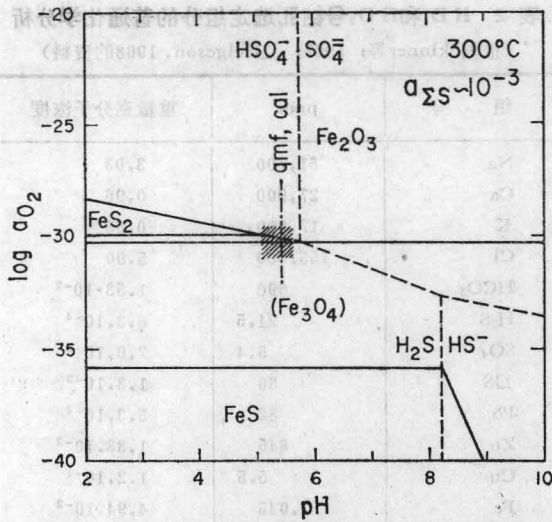


图 12 在300℃时, $\log a_{O_2}$ -pH 座标内所表示的索尔顿湖地热系统中的相关关系。计算使用了附录中的数据 and Bethke (1978) 所编写的 SOLUPLLOT 程序。实线划分出了铁氧化物和硫化物的稳定域。虚线划分出水成硫物种的稳定域。点划线代表矿物稳定界线, cal = 方解石, qmf = 石英-钾云母-钾长石。磁铁矿域被标于括号内, 以表示它与绿泥石或绿帘石的关系可能是不稳定的, 见文内讨论部分

的值为 -30.3 (见附录)。这一估算的氧化还原态与赤铁矿-磁铁矿平衡的 $\log a_{O_2} = -30.3$ 最小值完全一致 (示于图 12), 设想磁铁矿是稳定的。然而, 自生的磁铁矿在索尔顿湖地热系统中实际上是缺乏的, 因此赤铁矿-磁铁矿平衡不能控制氧化还原态。另外, 对探讨卤水中硫酸盐-硫化物平衡是否有能力控制氧化还原态而言, 卤水中全硫的浓度显然是太低了 ($\leq 10^{-3}$)。该系统现代卤水中的氧化还原态, 能通过包括铁硅酸盐相在内的反应得到控制。绿帘石和绿泥石一般为自生相, 而且结构已暗示了赤铁矿、黄铁矿、绿泥石和绿帘石之间的反应。关于流体的氧化还原态由铁的硅酸盐-氧化物-硫化物反应控制的认识, 已被一些研究者对许多矿床和地热系统相平衡的解释所证实 (Barton 等, 1977; Giggenbach, 1980, 1981; Walshe, 1983; Walshe 和 Soloman, 1981; D'Amore 和 Gianelli, 1984)。然而, 由于目前有关许多含铁硅酸盐的自由能、成分变异及活动组分关系等资料的缺乏, 妨碍了对可能控制卤水氧化还原态的反应进行精确的热力学模拟实验。索尔顿湖地热系统是获得这些资料的一个潜在有利地区, 因为已经掌握了温度、卤水

的化学成分及脉矿物组合。尤其是要进一步研究绿泥石和绿帘石的成分。

我们认为, 目前应得出这样的结论, 即该系统中的现代卤水, 在 300°C 、 $\text{pH} = 5.4$ 、 $\log a_{O_2} = -30$ 的条件下, 几乎与含有赤铁矿、黄铁矿、黄铜矿、铁硅酸盐 (绿泥石、绿帘石) 和硬石膏的较氧化的脉内矿物组合相平衡。这样的条件, 在图 12 中由平行线区所示。两个钻孔中, 都显示了单一的、厚大的、含赤铁矿脉和孔隙充填物的带。在 RR1 孔中, 该带以 McDowell 和 Elders (1979, 1980) 所谓的绿泥石-方解石砂岩矿物带形式出现, 而在 MM2 孔中, 则以黑云母-阳起石砂岩矿物带形式出现。这样, 赤铁矿带没有受到四个砂岩变质带中任何一个的限制; 这说明变质作用没有

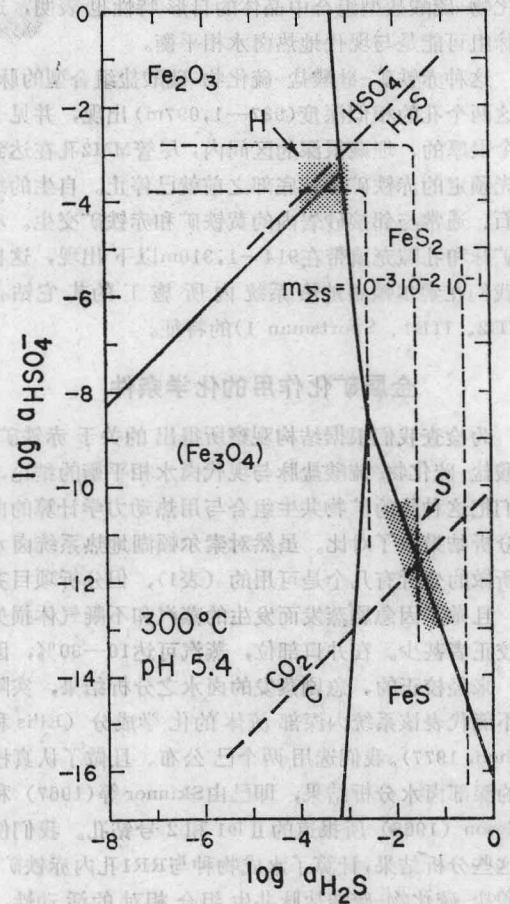


图 13 温度为 300°C 、 $\text{pH} = 5.4$ 条件下硫化物-硫酸盐活动性图解。表示赤铁矿-硅酸盐-硫化物脉 (H) 和碳酸盐-硫化物脉 (S) 的形成条件。实线划出了铁的硫化物和氧化物的稳定域。重虚线指示硫化物-硫酸盐缓冲界线和碳-二氧化碳的缓冲界线。轻虚线是全硫重量克分子浓度等值线。见文内讨论部分

控制这种脉带的分布。Kendall (1976) 的岩性和同位素资料及 Freckman (1978) 的流体包裹体资料都表明, 索尔顿湖地热系统的流体是分层的和分凝的, 同时也表明流体的流向主要是水平的。因此, 晚期的侧向流入、沿个别含水层或断层流动的大量氧化水产生赤铁矿层, 看来是可能的。很少见到酸性蚀变, 这说明沸腾作用没有产生氧化带。

相比之下, 硫化物-方解石-硫酸盐脉显然与目前流体的流动有关, 而不与现代的卤水平衡。图13与图12一样, 表示相同矿物和水成变种的稳定域, 但座标是 $\log_{aH_2O}$ 和 $\log_{aH_2S}$ 。如果我们假定, 硫化物-碳酸盐-硅酸盐脉型流体的pH值和温度, 与现代卤水的相似, 那么, 脉中磁黄铁矿的存在就表明, 这些较早期的流体(符号S)一定有比现存卤水(符号H)更多的硫被富集和还原, 比靠近 HSO_4^- - H_2S 缓冲线而更靠近 CO_2 -C 缓冲线。鉴于这种类型的许多脉中, 磁黄铁矿局部交代黄铁矿, 因此似乎流体条件更接近黄铁矿-磁黄铁矿范围(符号S表示的点域)。这些还原硫有一个由碎屑砂岩中有机物质控制的氧化还原态似乎是可能的。索尔顿湖沉积物中植物碎屑和铁白云石-白云石丰度表明, 碳酸盐-碳反应可以缓冲这些脉矿物组合的氧化还原态。这样的反应条件, 很可能位于图13所表示的C- CO_2 缓冲线附近。

金属溶解度计算

为估计索尔顿湖地热系统中现存卤水的氯化物活度、pH值和氧化还原态, 运用有效的热力学学数据, 计算卤水中数种金属氯化物溶解度是可能的。在准备对我们关于卤水-矿物平衡的结论进行验证时, 要把测得的与计算的溶解度和脉矿物组合加以比较。已测得了锌、铅、铜和铁的氯化物络合物在300℃时的平衡常数(Bourcier, 1983; Seward, 1983; Helgeson, 1969; Crear 和 Barnes, 1976; Crerar 等, 1978)。Bourcier (私人通讯, 1983) 修正了Crerar 获得的常数。在这一温度条件下, 在浓缩的氯化物溶液中, 这些金属的主要络合物为 $ZnCl_4^{2-}$ 、 $PbCl_3^-$ 、 $FeCl_4^{2-}$ 和 $CuCl_3^-$ 。溶解度和络合物形成反应和它们的常数及计算方法见附录。表3比较了这些金属的计算与测定的溶解度。计算的溶解度证实了我们关于赤铁矿-硅酸盐-硫化物脉趋于与现代卤水平衡的结论。在这种卤水中, 黄铁矿、赤铁矿和黄铜矿是过饱和的, 这与它们存在于开放的脉矿物组合中相符。闪锌矿和方铅矿是不饱和的, 且只见于封闭的硫化物-碳酸盐脉中。溶解度计算表明, 氯化物络合物可能是贱金属在现代卤水中搬运移的原因。金属硫化物的沉淀作用通常取决

表 3 在300℃条件下, 索尔顿湖地热系统中
所计算的与所测定的金属浓度对比
(计算见附录)

矿 物	重量克分子浓度		比 率 测定的/计算的
	计 算 的	测 定 的	
ZnS	$9.7 \cdot 10^{-1}$	$1.33 \cdot 10^{-2}$	0.01
PbS	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$5.3 \cdot 10^{-4}$	0.4
FeS ₂	$2.4 \cdot 10^{-3}$	$4.94 \cdot 10^{-2}$	2.1
Fe ₂ O ₃	$3.6 \cdot 10^{-2}$	$4.94 \cdot 10^{-2}$	1.4
CuFeS ₂	$3.9 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$	3.0

于硫的有效度, 且可能仅仅发生在贫硫的卤水进入到有限局部硫源(如成岩的和变斑状的黄铁矿)的断裂之时。原生多孔岩石的固结作用和变质作用, 使孔隙封闭并使流体的流动性减少, 水与岩石的反应几乎也停止, 但由脉所记载的穿透性断裂发生期间例外。不管这种断裂是由大规模构造运动、火成侵入活动所产生的应力、被圈闭流体的热辐射所产生的膨胀作用引起的, 还是由这些作用的结合或其它作用引起的, 一个多重的断裂和封闭的历史, 普遍存在于地热系统中(Elders, 1982)。众所周知, 索尔顿湖体系是频繁的地震群带(Elders 和 Cohen, 1983)。

所具有的矿床一般特征

索尔顿湖体系浅部的金属矿化作用, 具有某些层控贱金属矿床的一般特征。这就是: (1) 出现于大陆边缘-断陷谷环境中。(2) 出现在含有蒸发沉积物的受限盆地内。(3) 存在有含有机物的砂岩-粉砂岩-页岩主岩。(4) 较早期成岩的铁硫化物被较晚期铜-锌-铅硫化物交代。(5) 所存在的赤铁矿脉和孔隙充填带, 很可能类似于许多矿床中的红层带。尤其是欧洲的 Kupferschiefer 矿床、中非的Zambian铜矿带、澳大利亚的Mt. Isa 和McArthur 河矿床及美国密歇根的White Pine 铜矿区, 都具有类似的特征。然而, 索尔顿湖体系内金属矿化作用的其他方面, 例如热液脉和深部变质结构、存在地表火山穹丘和地下岩墙等, 这些与火山块状硫化物矿床及其变质同位地层的关系十分密切。从成因的观点看, 索尔顿湖体系的具有决定意义的特征, 是硫和金属来自局部沉积的主岩, 而主要不是岩浆来的, 关于这一点已被表明。另外, 该系统内的水主要是大气降水, 而不是海水或岩浆水。目前, 采自索尔顿湖地热系统有限的可用样品表明, 它最好划入层控硫化物矿床一类, 由于埋藏在一个活