

溶液”之间的差别。也未能提及非均一捕获的可能性。并且缺乏提到的各种类型包裹体相对年代上的证据或标志。

### (五) Illimaussaq侵入体

Illimaussaq侵入体属于南格陵兰Gardar碱性岩浆岩区。它由一个不连续的辉石正长岩的冷凝边和一个内部不饱和的过碱性层状杂岩体所构成,从顶部向底部为(图10—3, a):

斑霞正长岩+非均质流霞正长岩,方钠流霞正长岩,闪霞方钠正长岩。伴生的条纹霞正长岩和异霞正长岩可能相当于独立的岩浆侵入体。有人提出,侵入体的最初温度为800-900℃,最初压力约为1kb(Larsen, 1976)。同一作者所估测的固相线温度以及根据实验资料(Piotrowski和Edgar, 1970)的温度可低至450—500℃。虽然主要岩浆事件的氧逸度可以通过石英-铁橄榄石-磁铁矿组合进行缓冲,但有人提出的氧逸度值更低(Larsen, 1976; Kogarko和Romanchev, 1977)。

Sobolev等(1970)首先对流体包裹体进行了研究。Konnerup-Madsen等(1979)在后来的一次研究中,所研究的主要矿物是闪霞方钠正长岩中的霞石和方钠石,以及交切闪霞方钠正长岩的热液脉中的方钠石,硅铍钠石和紫脆石。他在室温下区分出四种包裹体主要类型,编号为I—IV,表示于图10—3, b,它们无疑可与本章图10—1中的包裹体类型相关联。其主要特征列于表10—2。

在所有的样品中IV型包裹体最为丰富,它们仅含一种流体相(不是液相便是气相),但是第二种流体相形成于冷却过程。在冷却过程中不形成笼形化合物,表明缺少水。闪霞方钠正长岩和方钠流霞正长岩经球磨机粉碎进行矿物分离之后,利用气相包谱和质谱仪对其进行分析,主要组分为甲烷(33—75vol.%)、 $C_2H_6$ (4—18 vol.%)、 $C_3H_8$ (0.3—4vol.%)和其他碳氢化合物。氢(4—34 vol.%)和氮(4—25vol.%)的数量也很重要。 $CO_2$ 很少超过1vol.%,与 $O_2$ (约1vol.%)和氩气( $<0.5$ vol.%)一道,均可看作一种次要组分。所分析的所有矿物种类的碳氢化合物的分布型式

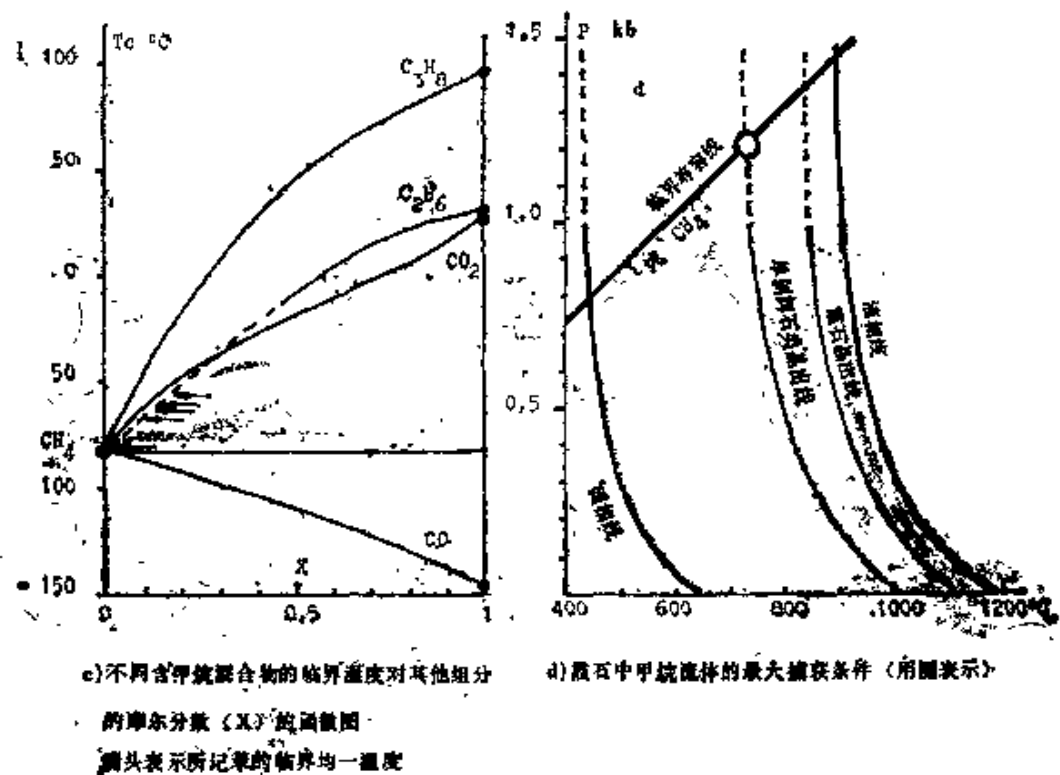
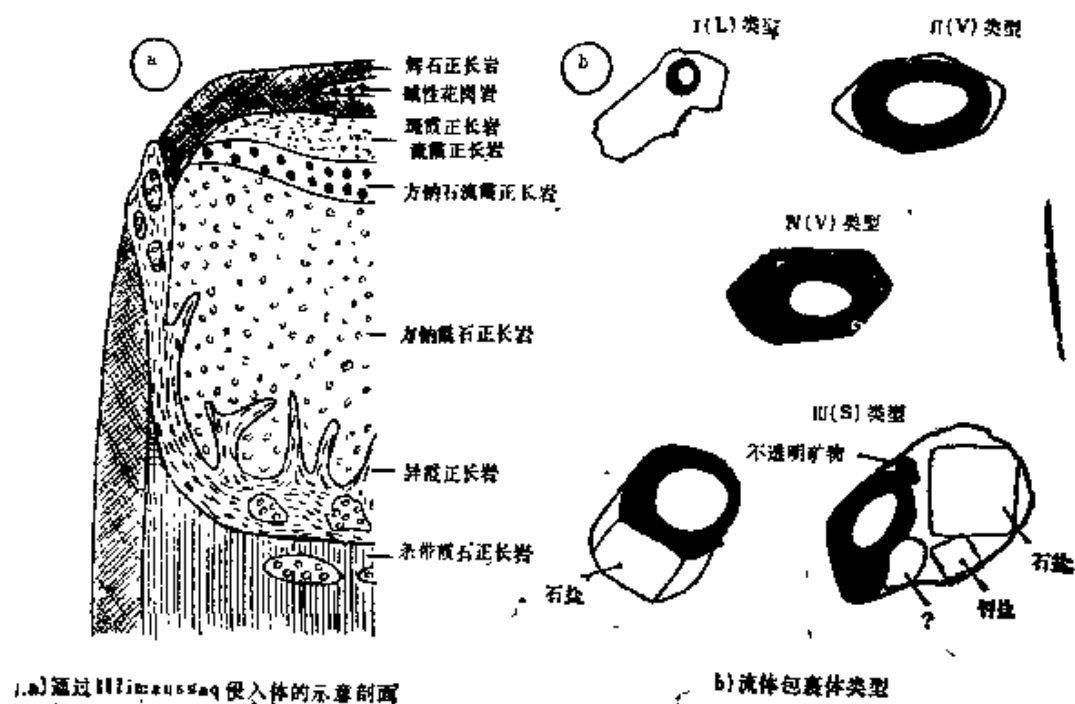


图10—3 Illimaussaq侵入体

是相同的，它们与油气井中的气体样品惊人地相似（甚至就同分异构的或正丁烷和戊烷的相对数量而言）（Moore, 1973）。

Ⅳ型包裹体中测得的很少几个临界均一温度（ $-80^{\circ}\text{C}$ ， $-66^{\circ}\text{C}$ ， $-63^{\circ}\text{C}$ ， $-62^{\circ}\text{C}$ ， $-57^{\circ}\text{C}$ ），与含 $\text{C}_2\text{H}_6$ 为5—20mol%的 $\text{CH}_4$ — $\text{C}_2\text{H}_6$ 混合物的均一温度相当，因此有理由认为上述工作与所分析的成分是一致的（尽管尚未考虑到 $\text{N}_2$ 和 $\text{H}_2$ 的含量）（图10—3，c）。

初略估测霞石中的包裹体的捕获条件，其临界均一温度为 $-80^{\circ}\text{C}$ ，，因此估计包裹体含有几乎纯的 $\text{CH}_4$ 。由于部分这类包裹体似乎与霞石晶体内孤立的霓石包裹体紧密伴生，因此可以认为这些包裹体是原生的，并且与单斜辉石的结晶作用同时产生。根据这些假设，包裹体的最大捕获温压条件必然相当于假单变平衡的T—P曲线“斜辉石类晶出线”与纯甲烷的临界等容线的交切点，即 $800^{\circ}\text{C}$ ，1200bar（图10—3，d）。

能观察到极少混合类型Ⅲ—Ⅳ包裹体存在，也有极少Ⅲ型和Ⅳ型包裹体共存的例子，这就使Konnerup—Madsen想到，在卤水中（Ⅲ）富碳氢化合物流体（Ⅳ）可以作为不混溶液滴存在。这个假设几乎没有什么证据可加以证实，也缺乏均一温度、成分等定量的资料的说明。

Illimaussaq侵入体中有一个令人费解的问题，就是在所有的岩石类型包括切割侵入体的晚期热液脉中都找到了所有类型的流体包裹体包括在很高温条件下均一的这些Ⅲ型包裹体以及Ⅳ型等包裹体。这一事实并未加强Konnerup-Madsen的一种部分存在同源岩浆流体的主张。事实上，Bazarova（1969），Petersilie（1963），Ikoriskiy（1967），Kogarko和Romanchev（1977）等认为 $\text{CO}_2$ 为科拉半岛的过碱性岩石的岩浆结晶阶段的主要气体组分。碳氢化合物（主要是甲烷）是典型的岩浆期后流体，其捕获于中—低温（ $400$ — $200^{\circ}\text{C}$ ）和中低压（500-900bar）条件下。在这种情况下，捕获与霓石共存的霞石之中的Ⅳ型包裹体的原生特征可能靠不住。

表10-2 Illimaussag 侵入体的流体包裹体的主要特征

类型	主 岩	主矿物	气相体积 Vol%	固相体积 Vol%	均一温度 $T_h$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	石盐溶解温度, $T_m$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	盐度wt. % (相当 于NaCl)	备 注
I	热液脉	硅酸钠石	35—50	—	550—600 (1)	—		裂隙中含 I 型和 II 型包裹体
			5	—	140—160 (1)	—	3.5—6.0	
		方钠石	小	—	204—360 (v)	—	1.5—1.8	
I	同 上	方钠石	>60	—	340—370 (1)	—	很 低	
II	同 上	紫脆石	35—60					相当于三种不同类型的包裹体
			60—60		860—980 (1)	930—360	40—42	
		硅酸钠石			450—980 (1)	350—660	41—47	
			25—30		500—530 (1)	160 (KCl) 300—350 (NaCl)	61—62	
			40—45		720—760 (1)	190—240	31—34	
			20—25		400—920 (1)	210	32	
	闪霞方钠正长岩	霞 石	15	70	850—1040 ( )		60	相当于七种固相

续表 10-2

类型	主 岩	主矿物	气相体积 Vol. %	固相体积 Vol. %	均一温度 $T_h$ (°C)	石盐溶解温度, $T_m$ (°C)	盐度 wt % (相当 于 NaCl)	备 注
IV	热液脉	方钠石	很 大		40—50 (v) 45 (c)			
			100		-60—-48 (l) -62 (c)			
		蒙脱石	100		-100—-90 (l) -100—-81 (v)			
		连钠石	100		-118—-80 (l) -100—-80 (v) -70—-62 (l) -62—-56 (v) -66—-57 (c)			观察到一些 I 型包裹体 (相当 于 30—33% 的 NaCl, $T_h$ (l) = 380—510°C) 与 IV 型包裹体 ( $T_h$ (l) = -108—-100°C) 共 存。
		方钠石	100		-80—-62 (l)			
		霞石	100		-100—-60 (l) -94—-56 (v) -80 (c)			大多数于 $T_h < -80^\circ\text{C}$ 均一为 液相
	闪霞方钠正长岩							

均一温度栏中; l—液相; v—气相; c—临界相

## 四、与岩浆期后作用有关的流体包裹体

根据上述例子以及其他许多情况，显然，支持某些流体包裹体的同岩浆成因的证据常常显得不足。

### (一) Cligga Head花岗斑岩

从许多例子看来有一些问题，这些问题是由于区分某一包裹体的原生或是次生特征太困难（或是表面上看来容易，实际上很成问题）而造成的。下面的情况是一个很好的例子，这种情况颇能使人发生误解，它证明了有些次生包裹体看起来象是原生包裹体。

Cligga Head花岗斑岩(Cornwall, 英格兰西南部)含有半自形石英斑晶，其生长环带以非常细短的针状硅线石为标志。图10—4表示一种硅线石包裹体与流体包裹体伴生的石英晶体。这样一种排列方式说明了沿石英斑晶生长面捕获的流体包裹体与硅线石伴随，属于原生成因。由于石英—硅线石组合的成因被认为是岩浆的(Chao, 1979a)，故整个图象导致了一个结论，即流体为同源岩浆来源，并且捕获时(岩浆的)温度非常高。流体的平均等容线可以通过它的均一温度(不甚集中，约280℃上下)和盐度(相当于NaCl为 $7 \pm 3 \text{ wt}\%$ )来进行计算，并且业已由爆裂温度所证实(440℃)。在固相线温度范围，等容线得出某一高压结果，这个压力(4kb)并不是完全不合理的。但是，下面的事实表明，这种流体事实上是在岩浆期后热液过程相当低的温度和压力条件下捕获的。

Cligga Head花岗斑岩被一组平行的石英脉所切割，并常有锡石、黑钨矿和硫化物矿化。每一条脉的边缘具有深度蚀变花岗岩带(大多为云英岩化)，宽1-20cm(图10—4, a)。蚀变作用并未使石英斑晶发生明显变化。虽然未蚀变花岗岩中的包裹体不如云英岩中的包裹体丰富，但是两者的特征(形态以及在石英斑晶富硅线石带中的分布状况)是相同的。而且，在未发生蚀变的花岗岩和云英中的这些“原生”包裹体的冷冻和均一温度资料与石英脉中包裹体的资

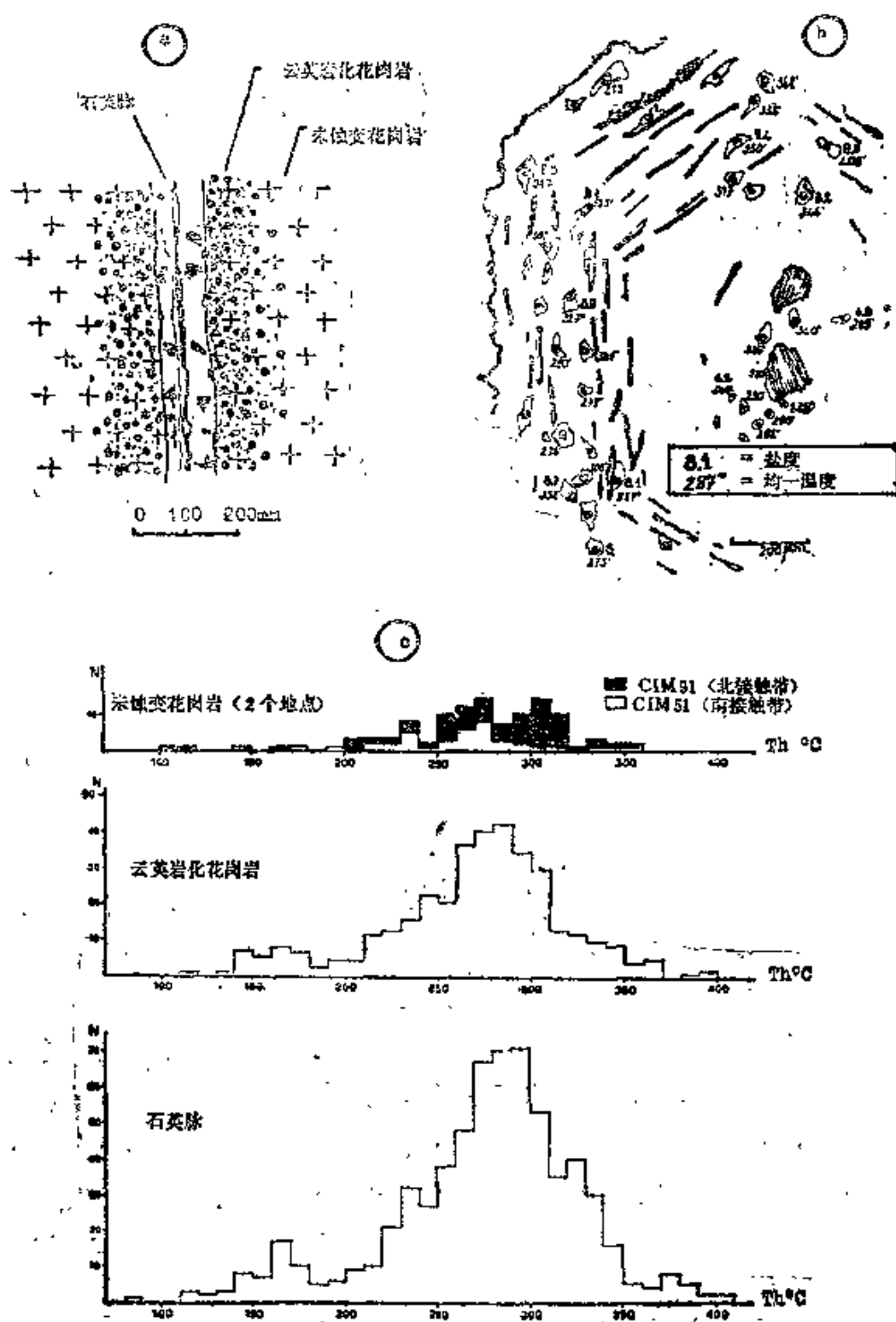


图10—4 a—表示未蚀变花岗岩、云英岩和石英脉相互关系的剖面简图  
 b—垂直于花岗岩石英斑晶C轴的厚薄片图  
 c—L型包裹体的均一温度频率分布图

料是相同的,如同它们类似的Th分布模式所示的那样(图10—4,c)。

由于这些包裹体主要存在于石英脉和蚀变花岗岩中,因此它们捕获于相当晚的热液过程中。因为岩浆侵位的末期达到了非常浅的水平,所以这些热液过程发生于很低的压力环境和温度仅比Th值稍高的温度条件之下。

Charoy (1979a)提出一种关于晚期包裹体的分布状态的解释。石英斑晶从硅酸盐熔融体中生长时捕获了针状硅线石,这是在晚期热事件和构造事件过程中石英内部具有力学上的各向异性的原因,从而发生选择性破裂,然后捕获循环流体。这种解释可以说明来自Illimaussaq侵入体的霞石中与霓石伴随的流体包裹体可能为次生成因。

尚未发现包裹体可能与Cligga Head花岗斑岩的岩浆过程有关。

## (二) Chorolque含锡斑岩(玻利维亚)

虽然玻利维亚含锡斑岩非常有意思,值得进一步加以注意,但是这里所述的Chorolque斑岩中流体包裹体的样品仅仅是为了与经常作为“岩浆的”或“同岩浆的”包裹体(特别是苏联文献中提及的)以作比较。

Chorolque岩株与火山岩紧密共生,由非常浅成的侵位的石英斑岩和火成角砾岩所组成,之后发生强烈的、范围极广的热液蚀变作用(石英-电气石-白云母化蚀变)。最早有记录的包裹体是在石英斑晶以及弥漫状蚀变的次生石英中见到的。除了许多富气包裹体(V型)之外,最令人感兴趣的是包裹体含有一种普遍见到的小气泡,由于还充填有固相,以至于在室温条件下通常不能区分出液相来(图5)。已经鉴定出固相为碱氯化物(NaCl、KCl)和诸如含水铁—氯化物那样的其他盐类。均一为一种液相,其均一作用发生于500—800℃之间。

虽然这些流体可能是岩浆成因的,但很明显在流体被捕获时岩浆不可能参与作用,因此流体的产出必然与岩浆期后的热液过程有关。但是也很显然,这些包裹体与前文所述的许多包裹体(Mariktikan



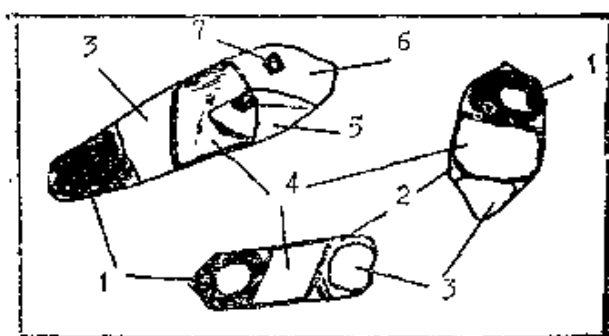


图10—5 Chorolque斑岩的石英中含盐度极高的卤水包裹体；

1—气相；2—液相；3—石盐或钾盐；4—含水铁—氯化物；5、6、7—未鉴定晶体；包裹体长度：50 $\mu$ m

区Volynia伟晶岩的黄玉中的包裹体)相当类似,并且主要是根据它们的原生特征(但也可能是错误的证据)、固相的丰度、较高的均一温度以及硅酸盐子晶与具有相当高的折射率如常见的含水铁-氯化物那样的非均质盐类之间可能会混淆等判断,这些包裹体的产生主要与岩浆过程有关。显然,对这类包裹体进行解释必须

非常谨慎,并且必须注意可能获得的所有资料(特别是有关包裹体成分)。

### (三) Mayres伟晶岩

Mayres伟晶岩位于法国中央地块的东南坡,由一系列与跟煌斑岩具亲缘关系的基性碱性侵入体(暗花岗闪长岩)共生的厚透镜体组成,它们注入到部分熔融的眼球状片麻岩中。岩浆活动(基性侵入体、原生成因伟晶岩、周围片麻岩的局部熔融体)与一种高温低压变质作用的高峰期有关,它是晚石炭世主要的热异常的结果(Weisbrod, 1970; Weisbrod等, 1980; Marignac等, 1980)。

伟晶岩从边部到中心显示了一种原生分带现象:含石英、钾长石、钠长石和晶云母的细晶伟晶岩;含钾长石和石英的文象伟晶岩,黑云母仅在外带;中心由石英和钾长石的大晶体组成。其他矿物如红柱石(与钾长石为稳定组合),电气石和兰线石通常少见。尚未发现可能与这些推测的岩浆原始构造的形成阶段有关的包裹体(流体或岩浆包裹体)。由于大量的热液作用,所有的原生分带发生强烈蚀变的现象仅局限于伟晶岩区,因此它们与早期伟晶岩阶段一样具有伟晶岩的成因特征(Weisbrod和Poty, 1975; Weisbrod等,

1973)。与四个演化阶段有关的五个世代的矿物组合划分如下:

第Ⅰ阶段(初始阶段):第一世代石英,正长石( $\text{Or}_{75}\text{Ab}_{25}$ ),钠长石和电气石。

第Ⅱ阶段(白云母化):第二世代石英、白云母,(绿泥石)和电气石。

第Ⅲ阶段(钠长石化):第二世代石英,钠长石,(白云母)和(绿泥石)。

第Ⅳ阶段(钾质蚀变):第三世代石英、正长石( $\text{Or}_{80}\text{Ab}_{20}$ )和(白云母)。

第Ⅴ阶段(泥化):第四世代石英,冰长石(“微斜长石” $\text{Or}_{100}\text{Ab}_0$ ),蒙脱石和绿泥石。

由于石英有连续几个生长阶段,因此不同的流体包裹体可能与各自的这些热液阶段有关(图10—6、a)。这些包裹体的主要特征总结于表10—3和图10—6,  $b_0 > 390^\circ\text{C}$  时均一为气相,  $< 390^\circ\text{C}$  时均一为液相,临界均一温度约为  $390^\circ\text{C}$ 。这里指的是, V型和LII型包裹体中所捕获的流体代表的体系其临界温度为  $390^\circ\text{C}$ 。根据简单的  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  二元体系,这个数值相当于含  $\text{NaCl} 2\text{wt}\%$  的水溶液(Sourirajan和Kennedy, 1962),这跟从冰最终熔融温度所获得的含  $\text{NaCl} 5\text{wt}\%$  当量溶液区别甚微。因为真正的流体比  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  体系要复杂得多〔如V型包裹体中含少量  $\text{CO}_2$  以及(或)含碳氢化合物〕。这两个值含义不同,根据溶解的盐类的总含量,  $5\text{wt}\% \text{NaCl}$  当量为流体最近似的化学成分,故将用于质量转换的计算。另一方面,根据  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  体系,  $2\text{wt}\% \text{NaCl}$  的数值很明显是流体最近似的物理参数,因此,将用于估算热液作用过程中的温压条件。

#### A. 热液演化期间流体的P—T轨迹

用下述限制条件来估算含  $\text{NaCl} 2\text{wt}\%$  的  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  体系的 P—T 曲线的轨迹:(图10—7)

(1) 早期流体(QI中的V型包裹体)必须是捕获于  $2\text{wt}\% \text{NaCl}$  当量溶液的临界等容线与V/L+V边界所限制的T、P区内(“气相”

表10—3 Mayree伟晶岩中流体包裹体主要特征

类型①	气相体积 vol. %	CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> 等	相当于NaCl wt. %	均一温度② Th℃	产 状
V	60	有	5	380—450(v) 390±5(q)	大多产于QⅠ, 亦有产于QⅠ内部
S	20	无	35	390—440(l)	产于QⅠ内部
LⅠ	40	无	5	300—400(l) 390±5(c)	大多产于QⅠ, 亦有产于QⅠ
LⅡ	20	无	5	180—240(l)	大多产于QⅡ和QⅢ, 亦有产于QⅠ
LⅢ	很小	无	5	140—240(l) 60—100(l)	大多产于QⅢ, Ⅱ, Ⅰ, 亦有产于QⅠ

①V, S, L为类型代号, 见图10—1

②(V)均~为气相,

(l)均~为液相,

(c)临界相

区)。

(2) 除非它们具有完全不同的成因, QⅠ中捕获的卤水(S型包裹体)必须是由于部分V型流体由气态向液态转化而形成的。这种卤水捕获条件为440—400℃(均一温度), 约200—300bar, 即含35wt%NaCl当量水溶液在L/L+V边界时的条件。凝结作用可能是少数裂隙突然打开, 流体压力暂时释放的结果。

(3) 在大致同一时间, 即相同的温度条件下, 最初含2wt.%NaCl的水溶液捕获于石英Ⅰ中的V型和LⅠ型包裹体中, 这两种类型中的一部分在临界点均一。唯一可能的解释是初始流体的T—P轨迹在400—440℃也即压力为300—350bar的区域内与临界等容线相交

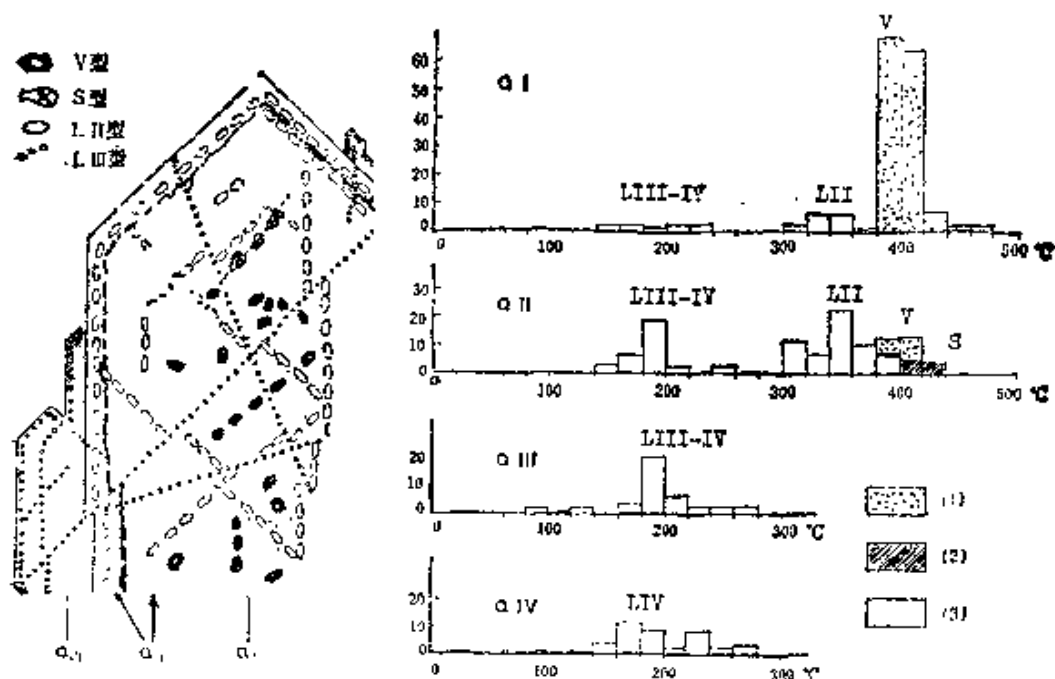


图10—6 a (左): 石英世代和包裹体类型, V石英和LIV包裹体略去  
(b) (右): 均一温度频率分布图

(1) V型; (2) S型; (3) L型

i: V, S, T为类型代号, 见图10—1

( $< 2\text{wt}\% \text{NaCl}$ )。

(4)  $< 390^\circ\text{C}$ 时流体压力通常未必增加。流体压力的减小(即使是)必然是不大的, 足以阻止含NaCl约2wt%的水流体发生不混溶(低于此温度时未见沸腾迹象)。因此达到浅部条件轨迹的延续性受到严格限制。

图7—b中表示了这样一种全面演化过程。相对于 Weisbrod 和 Poty (1975) 所提出的演化图略作修改。由于上述条件的限制以及流体的成分恒定, 因此流体从500—600°C的连续演化是最可能的。在此温度以上, 曲线的轨迹极不可靠。尤其是尚无流体的岩浆成因的证据。然而, 图7中除了表示一种由围岩造成的外部成因之外, 仍表明了这样一种成因。

B. 热液演化过程中水—岩相互作用

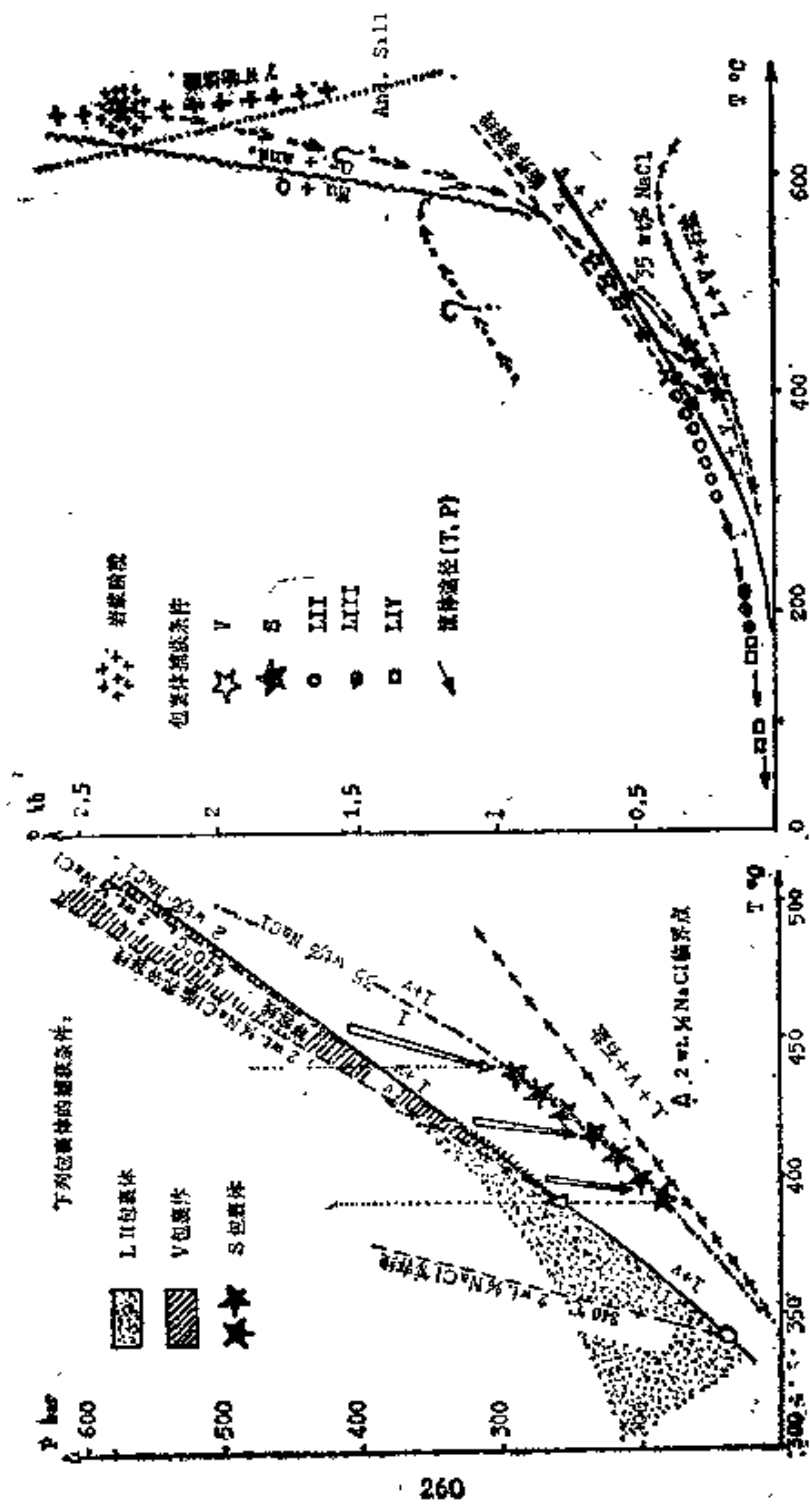


图10—7(a) (左)：在I和II阶段流体轨迹的P、T限制条件；箭头指示压力的

释放，从而产生了35wt%当量的NaCl卤水(S型包裹体)

(b) (右)：热液演化期间总的流体轨迹的估计图解。流体可以是岩浆成

因，或者是外部(变质)成因

估算贯穿热液演化过程的流体相的绝对成分是不可能的。

(1) 对各种世代的“压碎的和淋滤的”石英样品分析其 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{Mg}^{2+}$ 的相对含量，并根据正确确定的包裹体类型的上述成分的含量，对分析结果进行精心选择。所有样品的电荷平衡 $\Sigma+/\Sigma-$ 为 $1 \pm 0.07$ ，QIV例外，因其 $\Sigma+/\Sigma-$ 为 $1.33 \pm 0.1$ 。这个数值与预期在这种低温条件下出现碳酸盐的实际情况是一致的。硫酸盐可忽略不计。

(2) 通过显微测温获得流体包裹体的总盐度（这里取相当于NaCl为5wt%的盐度），运用这数据可以计算NaCl、KCl、 $\text{CaCl}_2$ 和 $\text{MgCl}_2$ 的绝对浓度。

(3) 在流体演化的温压条件下，根据石英溶解度的实验资料获得二氧化硅的浓度（Kennedy, 1950）。

(4) 假设KCl/HCl比值由热液反应过程中的白云母-石英-正长石组合进行缓冲，利用Hemley (1959)，Hemley和Jones (1964)和Shade (1974)的实验资料计算氢的浓度（HCl的总数）。

计算结果列于表10—4。I阶段与钾长石(十钠长石)相平衡的低密度气相中K/Na比值极低，这与=碱性长石— $\text{H}_2\text{O}$ —NaCl—KCl体系的低压条件下获得的实验资料是一致的（Lagache和Weisbrod, 1977）。发生白云母化的过程中（II阶段开始），该比值不变，这是一个以长石消耗为代价，大量的云母生长的必要条件。另一方面，白云母大量形成使相当数量的氢消耗掉，这就需要用巨量的水进行补给；水的体积约为蚀变长石的70,000倍。在长石水解过程中，在500℃，600bar与400℃，300bar条件之间二氧化硅的溶解度降低，石英发生沉淀，充填于孔隙和通道之中，使得水的流速大为降低。在钠长石化阶段，经计算，需要的水的体积仅相当于蚀变长石体积的90倍。氢的液度持续降低，但新生白云母的数量相对钠长石来讲则可忽略不计。同时，石英溶解度在400℃、300bar与350℃、250bar之间增加，这就使这种矿物停止沉淀。在石英II带中表现一种结晶生长的中止，通过石英的熔蚀和白云母小片、绿泥石和

表10—4 热液演化过程中的各阶段的流体相化学成分

	I 阶段初始	I a 阶段 白云母化	I b 阶段 钠长石化	II 阶段 钾长石蚀变	IV 阶段 泥质蚀变
T	>500℃	500—400℃	400—300℃	300—200℃	100—200℃( ? )
P	600bar	600—300bar	300—200bar	200—100bar	>100bar
SiO <sub>2</sub> ①	0.11	0.11—0.04	0.04—0.08	0.06	?
HCl	10 <sup>-3.5</sup>	10 <sup>-5.6</sup>	至10 <sup>-5.6</sup>	10 <sup>-7</sup> ( ? )	?
KCl	0.02	0.02	0.02—0.13	0.03	0.13
NaCl	0.88	0.88	0.88—0.70	0.70	0.50
K/Na	0.03	0.03	0.03—0.18	0.04	0.26
(Ca, Mg)Cl <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.03	0.14	0.15

①除了二氧化硅(wt. %), 浓度单位均为每公斤水中所含的摩尔数。

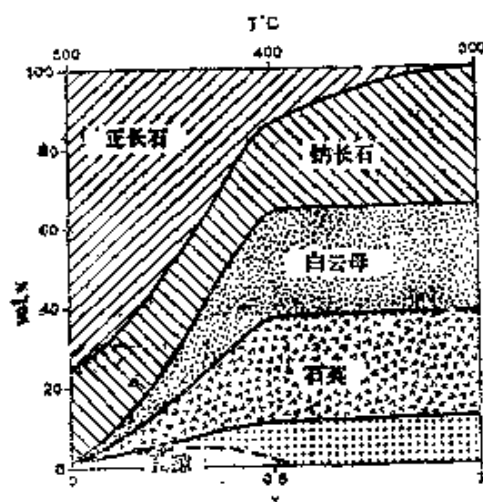


图10—8 II 阶段蚀变钾长石可能的矿物演化过程

点区：溶液中沉淀出来的石英；X：反应过程中的任意变量；X与T之间的关系来必是线性的

不透明矿物的结晶作用,可以清楚地看出这幕的演化(图10—6,a)。

虽然II阶段的蚀变以相反的方式进行,钾长石生长和包含Ca、Mg类矿物开始溶解,但是在II阶段期间有着相似的作用过程。目前分析资料并不充分,并且还不够精确,不能对于泥化作用作同样的分析(IV阶段)。