

# 委内瑞拉 IMATACA 杂岩中, 贯穿 亚马逊造山运动的 P-T-t 特征

S. M. Swapp, T. C. Onstott

王天武 译 刘喜山 校

**摘要** 采自委内瑞拉 Imatoca 杂岩的变火成岩和变沉积岩, 记录了在麻粒岩主期变质作用中的高温减压作用。在许多样品中保存的令人信服的反应组合允许确定观察到的组合发育的相对时间。

矽线石保持红柱石的假象而缺失蓝晶石需要一个高的温度/压力(T/P)的前进地热梯度。二辉石温度计和石榴石—斜方辉石—斜长石—石英组合产生了 T 和 P 峰值在 750~800°C 和 8~8.5Kb 的范围内。含石榴石变苏长岩一个样品有近于 6%Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的斜方辉石, 需要或是更高的峰值压力或是斜方辉石取代石榴石的不平衡生长。

石榴石+矽线石分解形成铁尖晶石+石英和石榴石+矽线石+石英分解为堇青石需要在高温下减压; 这些组合中的矿物成分表明压力近于 6Kb, 温度在 500~700°C 范围内。共存的斜方辉石+单斜辉石+斜长石+石英明显地反应形成大量的普通角闪石和具有 An<sub>70</sub>核和 An<sub>35</sub>边的强环带状斜长石。在某些样品中, 石榴石在成分上也有分带。最后, 碱性长石和斜长石共存于某些样品中而没有条纹交生体, 这些退化的斜长石产生的温度近于 550°C。在某些样品中, 广泛而复杂地出溶了菱形氧化物; 出溶产物包括铁铁矿、铁尖晶石和刚玉。在另一些样品中, 氧化物溶离作用明显是完全的, 只存在均匀分散菱形和立方体形氧化物的颗粒。这些完全出溶的氧化物产生明显低于 600°C 的退化温度。

这些观察表明, Imatoca 杂岩沿着一个高的 T/P 梯度达到麻粒岩相变质条件, 紧随其后通过构造加荷作用。后来的减压作用和缓慢冷却允许沿数个退化反应而有明显的前进变化, 以及斜长石成分的平衡和氧化物相的广泛出溶。石榴石和斜长石中观察到的成分环带是在退化反应中发育的。Rb-Sr 的 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 冷却年龄控制的一维热流模式表明, Imatoca 杂岩是在每百万年 0.5~1km 的速度从 32km 抬升到 16km 的, 抬升之后紧接着等压冷却。由这个模式所给出的 P-T 轨迹与观察到的退化组合一致。

## 0 前言

采自位于 Imatoca 杂岩中的 El Pao 铁矿的变火成岩和变沉积岩含有一系列麻粒岩相

期变质作用的特征组合。大多数样品也含有麻粒岩相以前的前进和/或麻粒岩相以后的退化变质作用的结构证据。岩石中出现了一系列对温度和压力异常敏感的组合,这些岩石中保存的前进组合和/或退化组合残余结构,对确定这个麻粒岩相地体中压力和温度的短暂变化提供了独一无二的机会。几个较早的地质温压计的研究,已经首先涉及到峰期压力和温度条件的建立,在这个报告中,我们提出对残余的前进和保存的退化组合在结构上,岩相学上和化学上的证据,以及峰期变质作用的压力和温度的进一步的证据。这些观察和资料与放射性数据结合限制了 Imataca 杂岩中压力和温度可能的短暂变化。

## 1 以前的工作

以前在 Imataca 杂岩中同位素的、岩相学的和构造的研究已经论述了这个地区贯穿亚马孙造山运动期间绝对年龄测定和变质条件。Montgomery 和 Hurley(1978)对 Guri Dam 附近 Imataca 杂岩中麻粒岩报告的  $2022 \pm 67\text{Ma}$  的 Rb-Sr 薄板等时线年龄可能代表 Imataca 杂岩变质作用年龄的最佳估计,峰期变质作用在时间上似乎与 Imataca 杂岩和 Supamo—Pastora 省中南部石英二长岩床和深成岩体就位的年龄紧密地一致;这些岩体有  $2.0 \sim 2.1\text{Ga}$  的 Rb-Sr 锆石年龄测定(Klar, 1979)。此外,在这些深成岩体之一的 La Encrucijada 的  $1.95 \sim 1.97\text{Ga}$  黑云母的 Rb-Sr 年龄(Short 和 Steenuen, 1962)普通角闪石的  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  年龄测定(Onstott 等, 1981),与从 El Pao 和 Guri(Onstott 等, 1989)变质岩确定的  $1.95\text{Ga}$  角闪石  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  年龄难以区别。已经报导了 Imataca 杂岩在贯穿亚马孙造山运动期间最低的峰期变质条件的一些估计。Techar(1978)在一个没有堇青石的明显稳定的石榴石—矽线石—铁尖晶石组合基础上,提出  $5\text{kb}$  的最低压力和  $800^\circ\text{C}$  的最低温度(Holdaway 和 Lee, 1977)但是,他缺乏石榴石和铁尖晶石的成分数据来进一步做数量的限制。

在 Guri 断层带南紧接 Imataca 杂岩的地区内, Dougan(1974)从共存的石榴石、黑云母和堇青石之中 Fe—Mg 分配,钾长石、黑云母和磁铁矿共存,以及矽线石的存在分析中,估计峰期变质温度和压力为  $725 \sim 800^\circ\text{C}$  和  $5 \sim 6\text{Kb}$ 。根据白云母,矽线石和花岗质熔体共存以及共存的石榴石,堇青石和黑云母之间的 Fe—Mg 分配, Dougan(1977)报导了 Guri Dam 断裂带北部,紧靠 La Cieba 混合岩东的 Imataca 杂岩的变质温度和压力估计为  $625 \sim 675^\circ\text{C}$  和  $4 \sim 6.5\text{Kb}$ 。最后,在 Guri Dam 附近, Montgomery(1977)报导了斜方辉石—单斜辉石温度为  $860^\circ\text{C}$  和根据共存的石榴石和斜方辉石的压力为  $4.4 \sim 6.3\text{Kb}$ 。Montgomery(1977)注意到,斜方辉石分析是有怀疑的,因为当所有的 Si 和 Al 分配给四面体位置时,它们没完全被填满,而这种可疑的分析在 Wood 和 Banno(1973)石榴石—斜方辉石模式中产生异常低的温度( $550 \sim 575^\circ\text{C}$ ),并得出在退化变质作用期间,氧化物成分至少部分地重新平衡的结论。

在 Imataca 杂岩变形岩石中的结构观察也制约了变形和变质作用的相对时间。Guri 断层和 El Pao 断裂带是 Imataca 杂岩中主要的断裂构造,和含有位于强剪切带拉平的糜棱岩和假玄武玻璃的互层带。前者具有  $400\text{km}$ , 而宽度变化从  $1\text{km}$  到几百米的可追索

性。后者较宽(1~3)但较短(100km)。在两个断层带中,矿物线理非常发育(Short 和 SteenKen, 1962; Chase, 1964),而两者都消失于它们的西部,终止而进入向西延伸的褶皱中。ImataCa 杂岩中构造趋势的普通走向的旋转从 NW—SE 方向极点为 63°西到 NE—SW 直接达到 Guri 断层和接近断层的褶皱轴方向,所有这些指出,主要运动是左旋的。在剪切麻粒岩中,变质矿物保持其稳定性,指出了在较低的变质条件下几乎没有重结晶。这种观察表明,左旋运动与和/或紧随的这些组合的重结晶作用是同时的,因此,控制变形和由这些变形组合指出的周围的物理条件之间短暂关系是可能的。在 El Pao 断裂带(Chase, 1965)的中心糜棱岩带中,陡倾伏线理的存在表明,沿两个断裂带垂直运动的时间出现在区域变质作用之后(Short 和 SteenKen, 1962)。这个垂直运动时期可能与下段讨论的 Imataca 杂岩的抬升和冷却有关。

## 2 岩相学

为详细的岩相学研究,从出露于 El Pao 铁矿附近岩石单元中选择了四个标本,因为它们含有对压力和温度变化敏感的组合和保存有制约标本中组合形成的相对时间的结构关系。其中三个样品 IM-118, IM-115 和 IM28 是从 El Pao 矿区辉石麻粒岩级到石榴石—矽线石片麻岩级(Techar, 1978)100m 露头上连续采集的。IM-28 采自辉石麻粒岩, IM-118 采自石榴石—矽线石片麻岩,而 IM-115 采自渐变接触带中。第四个标本, IM-269 是 Princeton 大学毕业论文收集的,来源于 El Pao 南大约 4Km 的 Nuevo Rosaria。对这些样品的解释必不可少的岩相学特征描述如下。

### IM-118 铁尖晶石—矽线石—石榴石片麻岩

这个样品含有石榴石、斜长石、微斜长石,铁尖晶石,磁铁矿、钛铁矿,矽线石,黑云母和石英。石榴石为直径可达 6mm 的浑圆形晶体,具有云雾状包裹体的核和干净的边部。大多数石榴石包围和/或部分地被具有铁尖晶石,斜长石,矽线石和细粒石英组合区所围绕。石榴石显示弱的成分分带,石英不存在或只以痕量产在未包裹在石榴石晶体内的铁尖晶石—矽线石包体中,和大量的作为单个包体存在于石榴石中。铁尖晶石—矽线石包体不同于在石榴石中心部位的为数众多的孤立石英包体,斜长石、微斜长石,氧化物和小矽线石包体。这种结构说明,在这个样品中含铁尖晶石组合为后期的及消耗石榴石而生长。在这个标本中,除两个不规则地直径近 4mm 的反条纹长石颗粒以外,斜长石和微斜长石两者形成直径小于 1mm 而无出溶特征的等轴状晶体。或者较小的斜长石晶体从来就没有条纹,或者它们已完全地出溶而形成两个矿物相的分散颗粒。可能由变形作用促进了起初大的反条纹长石颗粒的完全地固溶体分解,是这个标本中找到的对斜长石结构和成分的最可能解释(下面讨论)。矽线石作为粗棱柱状出现于铁尖晶石和斜长石的基质中,并和铁尖晶石一起形成红柱石假象。这种假象有一个最大宽度大约 3mm 的矩形横切面。在单偏光下,一个特征的空晶石横切面清晰地被小尖晶石颗粒限定。假象内部由矽线石单个晶体组成,这些矽线石具有垂直薄片面的 C 轴和明显近于平行原红柱石晶体对称轴之一。因为结晶方向和很低的 2V 角,矽线石颗粒几乎残留在旋转时近于消光的特点。然而,特征的解理、光学性质,探针分析进一步证实的成分以及在标本中与

丰富的矽线石相伴生,无疑所需要的物质是矽线石。中心部分的矽线石和铁尖晶石核也含有少量的钠长石,而钠长石的边和1~2mm宽的铁尖晶石完全包围了假象,很清楚在矽线石和尖晶石形成之前,红柱石是稳定的。与石榴石年龄有关的红柱石的年龄还不太清楚。

在这个标本中出现的磁铁矿和钛铁矿,两者不具有出溶或交代特征。

#### IM-115 石榴石—斜方辉石片麻岩

根据500个点统计,这个标本含有:斜长石(39.2%),钛铁矿(0.9%)和磁铁矿(0.6%)。这些它形的石榴石含有丰富的斜长石和石英包裹体,最大限度可达8mm范围。它们通常有由薄层斜长石与石榴石分隔的斜方辉石镶边。这种结构指出,斜方辉石和斜长石是在消耗石榴石条件下生长的,但是反应从来就没有达到过完全平衡。斜长石是无条纹的,而微斜长石只在斜长石和石英之间的很薄的带中出现。这种结构类似岩石中包括黑云母、斜长石和石英开始熔融观察到的结构(Kenoh和Hollister,1983)。

钛铁矿和磁铁矿形成简单的氧化物颗粒,这些颗粒没有出溶和交代结构。

#### IM-269 堇青石—石榴石—矽线石片麻岩

这个样品含有石榴石、矽线石、斜长石、黑云母、堇青石、磁铁矿、钛铁矿,石英和微斜长石。堇青石、石榴石和矽线石之间的结构关系说明,岩石具有复杂的变形史以及堇青石的结晶作用至少有两期。

在这个样品中,堇青石和矽线石限于两种不同的结构方式出现。堇青石随粗粒的矽线石、石英和黑云母出现,部分地或全部地围绕港湾状石榴石周围呈镶边状;在基质中,堇青石也以长度达到2mm的晶体出现,这种堇青石与石榴石无关。与主岩中叶理强烈旋转有关的比较小的针状矽线石,通常是作为基质中孤岛状堇青石颗粒的包体出现。结构上不同的矽线石出现在贯穿整个样品并与叶理相一致的比较粗的针状矽线石叶理化层中。几个石榴石的边缘切割富矽线石的叶理面,包括与基质叶理一致并连续定向的粗粒针状矽线石。石榴石一般无其它的包体。

这些结构表明,这种岩石中矽线形成的早,而后堇青石生长的时期和同时期的变形作用。这些事件产生了含有旋转的细针矽线石包体的孤岛状堇青石晶体。矽线石的生长或退火结晶作用和变形作用可能在孤岛状堇青石晶体长成之后继续生长,产生这个标本基质中大量定向的粗粒矽线石。主岩石榴石内与叶理一致的粗粒矽线石晶体的包裹体要求石榴石在粗粒矽线石和主要的叶理形成后生长。最后堇青石和其它相保留石榴石假象提供了在所有这些事件之后堇青石生长的最后一幕。这块标本已注意到没有石榴石的旋转或保留石榴石假象多晶体变形的证据。

#### IM-28 单斜辉石—斜方辉石—普通角闪石变质辉长岩

根据500个点统计,这个样品含有:斜长石(47.1%),普通角闪石(21.9%),单斜辉石(17.1%),斜方辉石(10.1%),钛铁矿(1.2%)和立方体氧化物(磁铁矿+铁尖晶石=2.5%)。在薄片,斜长石大的成分环带很明显,氧化物的反向散射电子图象显示出复杂的出溶和/或交代特征。褐红色钛铁矿会有出溶的铁尖晶石和赤铁矿;在大多数样品中,后者含有第二次出溶的钛铁矿。钛赤铁矿含有出溶的钛铁矿;出溶的钛铁矿含有第二次出溶的赤铁矿和刚玉。Kalliokoski(1964)还注意到,在相邻的赤铁矿矿层中存在出

溶的显微板状刚玉。

标本的结构关系表明，普通角闪石是在消耗斜方辉石和斜长石条件下生长的。斜长石中最大的成分环带可能是由于  $P_{H_2O}$  的增加和/或温度降低的反响，产生角闪石反应的过程中，斜长石中钙长石组份比钠长石组份消耗速度更大时发育起来的。

### 3 温压计

由于温度和压力估计的矿物的电子探针显微分析，已经在 Rutgers 大学的 JEOL 8600 超探针上利用天然的和合成氧化物和硅酸盐为标准完成了。Bence 和 Albee(1968)的正确设计和 Albee 和 Ray(1970)的  $\alpha$  因子已被采用。所加电压是 15KV，束电流是 25nA。所有元素都测量了色散波长。被收集的数据达到标准偏差 1%，或已过去直到 40S。重提出的矿物分析列于表 I—VII 中。

表 1 斜长石成分

	IM-118			IM-115			IM-28	
	1	2	3	4	5	6	7	8
	118-1	118-2	118-A	115-1	115-2	115-A	边部	核部
SiO <sub>2</sub>	59.70	60.45	60.08	57.54	57.85	57.55	58.35	49.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.38	24.90	25.14	26.76	26.91	26.83	26.41	31.68
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00
FeO	0.44	0.11	0.28	0.27	0.22	0.22	0.30	0.09
Mg	0.02	0.00	0.01	0.05	0.01	0.03	0.10	0.02
CaO	6.53	6.50	6.52	8.17	8.43	8.22	7.54	13.93
Na <sub>2</sub> O	7.64	7.61	7.63	6.51	6.46	6.49	6.84	3.65
K <sub>2</sub> O	0.12	0.21	0.16	0.23	0.28	0.24	0.38	0.07
总量	99.85	99.79	99.83	99.55	100.19	99.60	99.94	99.17
			根据	Al+Si=1.0	化学式			
Si	2.665	2.693	2.679	2.584	2.583	2.581	2.608	2.285
Al	1.335	1.307	1.321	1.416	1.417	1.419	1.392	1.715
总量	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.002	0.007	0.001
Fe	0.016	0.004	0.010	0.010	0.008	0.008	0.011	0.003
Ca	0.312	0.310	0.311	0.393	0.403	0.395	0.361	0.686
Na	0.661	0.657	0.660	0.567	0.559	0.564	0.593	0.325
K	0.007	0.012	0.009	0.013	0.016	0.014	0.022	0.006
总量	0.099	0.984	0.991	0.987	0.989	0.984	0.994	1.019
AN	0.335	0.307	0.321	0.416	0.417	0.419	0.392	0.715
AB	0.658	0.680	0.670	0.571	0.567	0.567	0.586	0.282
OR	0.007	0.012	0.009	0.013	0.016	0.020	0.022	0.003

分析 1、2、4 和 5 是指出的样品中孤立无环带斜长石晶体 3 个或更多分析的平均值。分析结果 3 和 6 是指出的样品中数个粒大于 15 个分析的平均值。样品 IM-28 中的斜长石有很强的环带，而分析 7 和 8 分别给出了颗粒边缘和核部的最大值。

表 2 代表性的钾长石成分

	IM-118			IM-115		
	1	2	3	4	5	6
	118-1	118-2	118-A	115-1	115-2	115-A
SiO <sub>2</sub>	63.42	64.22	64.09	64.16	64.00	64.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.79	19.21	19.43	19.68	19.42	19.48
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05
FeO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.04
MgO	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00
CaO	0.09	0.11	0.11	0.10	0.06	0.07
Na <sub>2</sub> O	1.33	1.32	1.33	0.38	0.60	0.50
K <sub>2</sub> O	15.02	14.99	15.06	16.02	15.74	15.82
总量	99.70	99.94	100.08	100.49	99.90	100.08
	根据 Al+Si=4.0 化学式					
Si	2.924	2.957	2.947	2.938	2.946	2.945
Al	1.076	1.043	1.053	1.062	1.054	1.055
总量	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Mg	0	0	0	0.004	0	0.001
Fe	0	0.003	0.001	0	0.001	0
Ca	0.004	0.005	0.005	0.005	0.003	0.003
Na	0.119	0.118	0.118	0.038	0.054	0.044
K	0.833	0.881	0.883	0.938	0.921	0.927
总量	1.008	1.008	1.009	0.980	0.981	0.978
AN	0.004	0.005	0.005	0.005	0.003	0.003
AB	0.124	0.118	0.117	0.039	0.055	0.045
OR	0.871	0.884	0.878	0.956	0.942	0.955

分析 1、2、4 和 5 代表指出的样品中 3 个或更多的孤立的钾长石颗粒分析的平均值

分析 3 和 6 代表同一样品中数个颗粒 12 个或更多的单个分析的平均值

上面描述的几个组合在限定变质的压力和温度中是有用的。样品 IM-115 中，与石榴石共存的石榴石、斜方辉石和斜长石的成分规定了一个平衡组合，其 P-T 点的轨迹标于图 1 中的 1 (Bohlen 等), 1983)。虽然由这个温压计计算压力时需要有温度的知识或假设，但是这些数据产生的压力估计在较宽的温度范围内超过 8Kb。推断的大于 8Kb 的压力明显地高于这个地区先前所报导的那些压力。然而斜方辉石中异常高的铝含量可能暗示它来自准稳定的石榴石，而如果真是这样的话，那么根据这种成分计算的压力可能是错误的。

也可以使用 Wood 和 Banno(1973)的地质压力计，根据样品中石榴石和斜方辉石成分来估计其压力值。使用他们的模式，这些相沿标在 2(图 1)的 P-T 轨迹所限定的平衡组合。样品 IM-115 中，斜方辉石很高的铝含量主要相当于由这个模式所计算的 11~12Kb 的压力。对于相同的样品为什么 Wood 和 Banno 模式(1973)产生的压力估计会高出 2~3Kb 的原因还不清楚。对这个样品中那些近于适当条件标定了 Bohlen 等人(1983)的模

式,也与用于这次和另外研究中的那些温压计相一致,所以我们采用他的压力估计而不采用 Wood 和 Banno 模式(1973)的那些压力估计。二辉石组合构成广泛应用的地质温度的基础(Lindsey, 1983)。对于很宽的压力范围而言(图 1 中曲线 3),接近于 800℃的温度值是由 IM-28 样品中斜方辉石—单斜辉石成分推断的。

表 3 样品 IM-118 和 IM-115 的代表性的黑云母成分

	IM-118			IM-115		
	1	2	3	4	5	6
	118-1	118-2	118-A	115-1	115-2	115-A
SiO <sub>2</sub>	36.95	37.27	38.33	38.17	38.35	36.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.72	16.97	16.70	15.32	15.34	15.19
TiO <sub>2</sub>	4.20	4.18	3.03	4.98	5.06	5.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.13	0.13	0.02	0.16	0.14
FeO	10.94	10.38	9.49	10.93	11.08	12.98
MgO	17.93	18.22	19.10	17.77	17.14	15.76
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.09	0.02	0.05	0.06
K <sub>2</sub> O	9.34	9.15	9.14	9.26	8.92	9.56
总量	96.25	96.37	96.04	96.47	96.10	95.57
根据每个分子总数氧=11 的化学式						
Si	2.678	2.684	2.751	2.752	2.772	2.689
Al <sup>N</sup>	1.322	1.316	1.249	1.247	1.228	1.311
总量	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al <sup>M</sup>	0.106	0.125	0.164	0.056	0.079	0.015
Ti	0.29	0.226	0.164	0.270	0.275	0.310
Cr	0.006	0.007	0.07	0.001	0.009	0.008
Mg	1.936	1.956	2.043	1.910	1.846	1.739
Fe	0.663	0.625	0.570	0.659	0.670	0.804
Mn	0	0	0.002	0	0	0
总量	2.940	2.940	2.950	2.897	2.879	2.877
Na	0.010	0.010	0.013	0.003	0.007	0.009
K	0.863	0.841	0.837	0.852	0.823	0.903
总量	0.873	0.851	0.850	0.855	0.830	0.912

分析 1、2、4、5 代表指出的样品中单个黑云母颗粒 3 个或更多分析的平均值

分析 3、6 代表指出的样品中单个颗粒 15 个或更多分析的平均值

IM-118 样品含有铁尖晶石—石榴石—矽线石—石英(?)组合。至于石英是否与这个组合真的处于平衡是不确切的,但是我们已经注意到,所有这四个相作为包体共存于石榴石中。如果这个组合是处于平衡的,那么这些相的成分需要沿标出 4 点的轨迹(图 1)的压力和温度条件(Bohlen 等人, 1986)。如果在这个组合中石英是不平衡的,那么这个 P-T 线代表着最小的压力范围。

表 4 IM-28 样品代表性的角闪石分析结果

	HBD-1	HBD-2	HBD-3	HBD-4	AVE
SiO <sub>2</sub>	42.10	42.15	42.33	41.58	42.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.05	12.98	13.18	14.25	13.43
TiO <sub>2</sub>	2.24	2.55	2.30	1.98	2.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.04	0.03	0.04	0.04
FeO	9.23	9.11	8.96	8.97	9.04
MgO	15.02	14.73	14.91	14.81	14.85
MnO	0.18	0.19	0.01	0.05	0.09
CaO	12.48	12.31	12.09	12.30	12.26
Na <sub>2</sub> O	2.68	2.68	2.56	2.66	2.64
K <sub>2</sub> O	0.80	0.84	0.84	0.7	0.81
总计	97.84	97.58	97.20	97.42	97.45
根据(阳离子总数)-(Na+K)=15的化学式					
Si	6.140	6.179	6.207	6.073	6.151
Al <sup>IV</sup>	1.860	1.821	1.793	1.927	1.849
总计	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al <sup>VI</sup>	0.384	0.422	0.485	0.527	0.468
Ti	0.246	0.281	0.254	0.217	0.249
Cr	0.007	0.005	0.003	0.005	0.005
Fe <sup>3+</sup>	0.071	0.000	0.000	0.061	0.000
Mg	3.265	3.218	3.258	3.224	3.239
Fe <sup>2+</sup>	1.028	1.074	1.000	0.966	1.039
总计	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe <sup>2+</sup>	0.027	0.041	0.097	0.069	0.067
Mn	0.022	0.024	0.001	0.006	0.011
Ca	1.950	1.934	1.901	1.925	1.922
总计	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.758	0.762	0.728	0.753	0.749
K	0.149	0.157	0.115	0.145	0.151
总计	0.907	0.919	0.883	0.899	0.900

分析结果 HBD-1 到 HBD-4 是沿单个颗粒横断面收集的, 最后一个分析 AVE 是所有分析的平均值。  
在此样品中角闪石无环带

表 5 代表性的石榴石和堇青石的成分

	IM-118			IM-115			IM-269			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	118-A	118-E	118-C	115-1	115-2	115-A	269-1	269-2	269-A	269-CRD
SiO <sub>2</sub>	39.57	39.71	39.79	39.84	39.92	39.94	37.73	37.77	37.81	49.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.03	23.25	23.29	22.98	23.11	23.08	21.37	21.43	21.41	34.64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0	0.08	0.06	0.03	0.04	0.01	0.05	0.02	0.01
FeO	26.59	26.01	24.68	25.11	26.04	25.81	35.20	34.86	34.98	6.33
MnO	0.58	0.60	0.44	0.84	0.92	0.83	0.36	0.45	0.40	0.05
MgO	9.69	9.97	10.10	10.36	9.941	0.26	4.98	5.15	5.18	9.46
CaO	1.16	1.01	1.82	1.70	1.77	1.70	0.74	0.72	0.74	0.02
总计	100.66	100.55	100.20	100.89	101.73	101.66	101.39	100.43	100.54	99.65
根据每个分子总氧数=12的石榴石化学式; 根据每个分子总氧数=18的堇青石化学式										
Si	2.999	3.002	3.005	3.000	2.994	2.993	2.994	2.992	2.993	4.943

续表 5

Al	2.058	2.072	2.074	2.040	2.043	2.039	1.999	2.001	1.997	4.106
Cr	0.002	0	0.005	0.004	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0
Fe	1.685	1.644	1.559	1.581	1.633	1.617	2.336	2.310	2.315	0.532
Mg	1.095	1.123	1.137	1.163	1.111	1.146	0.589	0.608	0.611	1.419
Mn	0.037	0.038	0.028	0.054	0.058	0.053	0.024	0.030	0.027	0.002
Ca	0.094	0.082	0.147	0.137	0.142	0.136	0.063	0.061	0.063	0.001
ALM	0.579	0.569	0.543	0.539	0.555	0.548	0.776	0.768	0.768	
PYP	0.376	0.389	0.396	0.396	0.377	0.388	0.196	0.202	0.202	
SPS	0.013	0.013	0.010	0.018	0.020	0.018	0.008	0.010	0.009	
GRS	0.032	0.028	0.051	0.047	0.048	0.046	0.021	0.020	0.021	

样品 IM-118 中的石榴石有弱的环带, 分析 2 和 3 分别代表典型的边部和核部的成分。分析 1、6 和 9 代表指出的样品中数个样品随机位置上 12 个或更多石榴石分析的平均值。分析 4、5、7 和 8 代表指出的样品中单个颗粒 3 个或更多石榴石分析的平均值。分析 10 是与矽线石、石英一起产出并具石榴石假象的堇青石 6 个分析结果的平均值

表 6 代表性的单斜辉石和斜方辉石分析结果

	IM-115(Olx)			IM-28(OPX)			IM-28(CPX)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	115-1	115-2	115-A	28-0-1	28-0-2	28-0-A	28-C-1	28-C-2	28-C-A
SiO <sub>2</sub>	49.92	50.20	50.29	54.28	55.27	54.78	52.81	52.12	52.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.93	5.66	5.74	1.59	1.53	1.56	2.74	2.99	2.87
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.08	0.10	0.06	0.02	0.04	0.16	0.20	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.02	0.01	0	0	0	0.04	0.01	0.02
FeO	21.56	22.79	21.85	15.05	14.59	14.82	5.92	6.04	5.98
MnO	0.15	0.10	0.13	0.76	0.67	0.72	0.33	0.34	0.33
MgO	21.36	21.71	22.02	28.79	28.24	28.52	15.68	15.35	15.52
CaO	0.12	0.12	0.10	0.28	0.25	0.26	21.84	21.91	21.88
Na <sub>2</sub> O	0	0	0.01	0.06	0.02	0.04	0.96	0.98	0.97
总计	99.08	100.68	100.25	100.87	100.59	100.74	100.48	99.94	100.22
根据每个分子氧总数=6.0 的化学式									
Si	1.866	1.857	1.860	1.939	1.969	1.954	1.936	1.925	1.930
Al <sup>IV</sup>	0.134	0.143	0.140	0.061	0.031	0.046	0.064	0.075	0.070
总计	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al <sup>VI</sup>	0.127	0.104	0.110	0.006	0.033	0.020	0.054	0.055	0.055
Ti	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.004	0.006	0.005
Cr	0	0.001	0.001	0	0	0	0.001	0	0.001
Mg	0.871	0.893	0.886	0.992	0.966	0.979	0.857	0.845	0.851
Fe	0	0	0	0	0	0	0.084	0.095	0.089
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.319	0.304	0.327	0.541	0.533	0.537	0	0	0
Fe	0.674	0.705	0.676	0.450	0.435	0.442	0.098	0.092	0.095
Mn	0.005	0.003	0.004	0.022	0.020	0.022	0.010	0.011	0.010
Ca	0.005	0.005	0.004	0.011	0.010	0.010	0.858	0.867	0.862
Na	0	0	0.001	0.004	0.001	0.003	0.068	0.070	0.069
M2	1.003	1.017	1.012	1.028	0.999	1.014	1.034	1.040	1.036

分析 1、2、4、5、7 和 8 代表指出的样品中单个辉石颗粒 3 个或更多分析的平均值。分析 3、6 和 9 代表指出的样品中任意选择的辉石颗粒 14 个或更多分析的平均值

表 7 代表性的氧化物分析结果

	IM-118			IM-115			IM-28	
	HC	MGT	ILM	MGT	ILM	MGT	ILM	HEM
FeO	24.78	95.22	50.62	92.55	52.40	95.66	47.77	82.29
MgO	11.30	0.00	1.11	0.03	1.56	0.11	2.50	0.04
MnO	0.00	0.04	0.51	0.03	0.09	0.15	0.35	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	0.30	0.01	1.20	0.09	0.58	0.11	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62.47	0.19	0	0.24	0.03	0.13	0.12	0.12
TiO <sub>2</sub>	0	0.05	47.45	0.80	46.44	0	47.52	8.21
总计	98.93	95.80	99.70	94.85	100.61	96.63	99.37	90.68
化学式(详细说明)								
Fe <sup>2+</sup>	0.547	0.997	0.839	1.020	0.804	0.989	0.765	0.163
Fe <sup>3+</sup>	0.011	1.987	0.218	1.931	0.275	1.978	0.224	1.667
Mg	0.453	0	0.041	0.002	0.057	0.006	0.092	0.002
Mn	0	0.001	0.011	0.001	0.002	0.004	0.028	0
Cr	0.008	0.009	0	0.018	0.002	0.017	0.002	0
Al	1.981	0.008	0	0.005	0.001	0.006	0.004	0.003
Ti	0	0.001	0.891	0.023	0.860	0	0.885	0.165
总计	3.000	3.001	2.000	3.000	2.001	3.000	2.000	2.000

该分析结果是单个颗粒 3 个或更多分析的平均值。化学式是根据阳离子总数铁尖晶石(HC)和磁铁矿(MGT)是根据 3 个阳离子/化学式,而钛铁矿(ILM)和赤铁矿(HEM)是根据 2 个阳离子/化学式。结构关系见图 1

除两个异常大的可能是残余颗粒外,样品 IM-118 中的斜长石颗粒没有成分环带和出溶片晶。这些均匀的颗粒中,碱性长石和斜长石的成分需要的温度和压力在标点 5 的轨迹上(图 1)(Haselton 等, 1983)。这些温度比上面提出的温度低的多,且表明在退化变质作用期间,斜长石在 525°C 温度附近重新平衡。如果小颗粒是重新平衡的,但较大颗粒则没有发生重新平衡,这个结论与样品中观察到的大的反条纹长石颗粒的存在一致。这个样品中,由两种斜长石记录的较低的温度接近于共存的氧化物对(图 1 中曲线 6)所测的温度(Montgomery, 1977)。

根据样品 IM-269 中堇青石和石榴石两者之间 Fe/Mg 比值分配的温度计,将温度控制在从近于 550°C (Perchuk 和 Lavrenteva, 1983)到 660°C 范围内(Bhattacharya 等, 1988)。

在同一样品中假象组合堇青石+铝硅酸盐+石英在消耗石榴石条件下,将环境的压力限定在可能的流体成分所限定的范围内。压力估计与这个样品中矿物成分一致,其范围从  $X_{H_2O} + 0.92$  和  $T = 400^\circ\text{C}$  大约 8Kb 的最大值到无水条件和  $T = 800^\circ\text{C}$  时大约 5.6Kb 的最小值(Bhattacharya, 1986)。较高的温度估计是根据石榴石固熔体中作为非理想的混合的模式(Ganguly 和 Saxena, 1984)而宁可选择较高的温度而不用较低的温度。缺乏控制流体成分的数据时,压力就不可能由这个组合做进一步约束。与这个组合一致的 P 和 T 限度由虚线方框给出(图 1)。

#### 4 压力—温度—时间约束

在上面讨论的地质温度计和地质压力计的基础上,图 1 总结了压力—温度的制约关系。下面讨论的计算的冷却/减压轨迹也在图 1 和图 2a 中做了说明。根据这些控制条件

概括这些岩石的前进和退化轨迹用图解式示于图 5b 中。前进和退化的轨迹的相对时间和方向是基于上面讨论的和下面总结的岩相学观察。

### 主期变质条件

通过样品 IM-115 和 IM-118 指出的压力和温度, 大约是 8Kb 和 800°C, 这是本研究中观察到的最高值。这两个样品是变质火成岩的样品 (Techar, 1978), 而这些极端的条件记录的仅仅是局部的重新平衡的火成岩的条件。然而, 在这些样品中缺乏明显成分环带的斜方辉石和单斜辉石两者只存在很少的出溶特征 (肯定少于 1%), 似乎表明这些相对变质条件而言是完全平衡的。为此我们假定, 这些温度和压力是对这些岩石主期变质条件的最好估计。最大温度和压力并不是必须精确同步的, 而且温度在埋深以前的前进变质作用期间可以已达到峰值。然而, IM-115 中的反应结构和 IM-118 中蓝晶石的不存在表明, 变质温度至少在 740°C, 在埋深后时间上剥露轨迹穿过图 1 中的 P—T 轨迹 1。

这里和别处 (Dougan, 1977) 报导的观察指出, 变质泥质岩中的结构记录了同造山运动或后造山运动晚期结晶作用相对最近的占优势的叶理。1cm 厚切片的铷—锶分析结果 (Montgomery 和 Hurley, 1978) 指出, 平行于叶理的剪切作用发生的温度明显低于铷系统没有被扰动的温度, 被他们报导的  $2022 \pm 67\text{Ma}$  数据记录了 10cm 范围内以上距离 Sr 同位素均匀化作用停止, 因此, 代表着主期变质温度后的冷却年龄。然而, 由于减压反应部分是造山运动后的, 而假设的 Rb-Sr 第二次等时线是造山运动前的, 那么我们推论,  $2022 \pm 67\text{Ma}$  的年龄记录了主期压力前的年代和主期温度 P-T 轨迹的部分后期年代 (图 2b)。两者取一, 如果 Montgomery (1978) 观察的剪切作用是由减压作用引起的晚期现象, 那么  $2022\text{Ma}$  年龄可能是抬升轨迹开始的早期阶段。

### 前进变质作用

前进变质 P-T 轨迹的直接证据, 在麻粒岩相地体中保存的极少, 但是在 Imataca 杂岩中, 发育完好的矽线石保留红柱石的假象约束的前进变质作用轨迹, 在铝硅酸盐三相点以下, 为 3.7Kb, 500°C (图 1)。在 real 晕式岩系内的 Zarate 砾岩单位中的含铁石英岩砾石中, 红柱石的存在也支持了高温/低压前进变质作用梯度, 这种岩系 Kalliokoski (1965) 解释为从 Cerro Guanacipana 石英二长岩到其北部大规模地接触变质作用的结果。

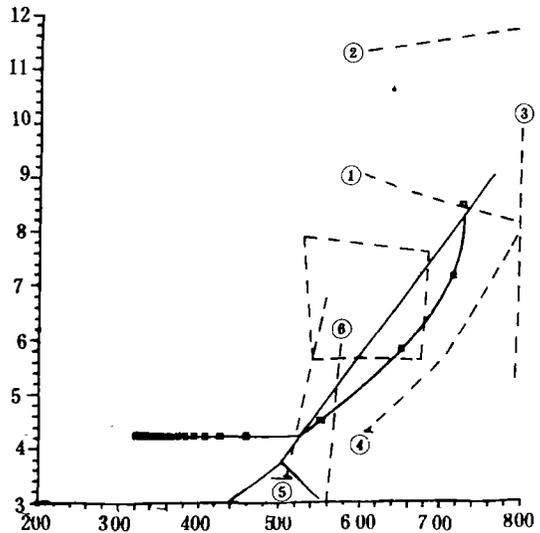


图 1 对 Imataca 杂岩的压力温度控制

虚线代表与各种矿物成分和组合一致的 P-T 条件: (1) 石榴石—斜方辉石—斜长石—石英, IM-115; (2) 石榴石—斜方辉石, IM-115; (3) 单斜辉石—斜方辉石, IM-28; (4) 铁尖晶石—石榴石—矽线石—石英, IM-118; (5) 斜长石—钾长石 IM-118; (6) 磁铁矿—钛铁矿 (Montgomery 1977)。虚线方框代表根据共存的蓝晶石—石榴石—矽线石—石英确定的可能的 P-T 限度, IM-269。其圆点的实线说明根据下边讨论的热流模式, 岩相学的 P-T 条件和地质年代测量而计算的冷却轨迹。沿曲线在 10Ma 间隔隔开了方框。

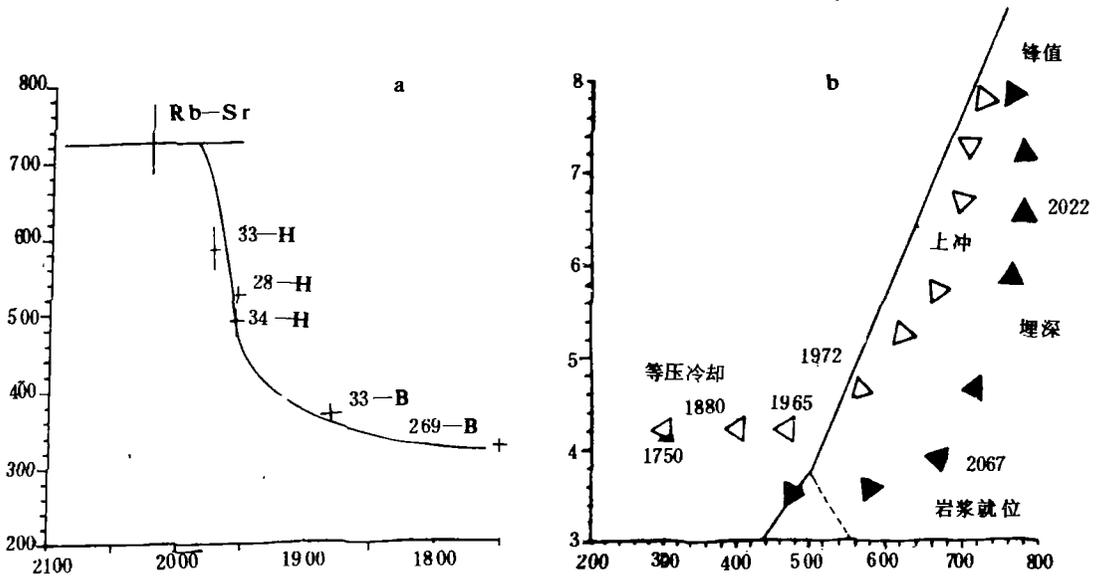


图 2 (a)相应于模拟图 1 中 P-T 曲线所绘的温度对时间曲线

对角闪石(-H)和黑云母(-B)的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar数据来自 Onstott 等(1989),而 Rb-Sr 数据来自 Montgomery 和 Hurley (1978)。(b)实(空)箭头画出了与这些岩石所有有效的约束一致的前进(退化)P-T 轨迹的轮廓。

邻近曲线的数字是由同位素资料推断的以 Ma 表示的年龄。

由石英二长岩深成岩体的普遍侵入作用引起的区域性接触变质作用,在样品 IM-118 中造山运动前的产物堇青石也记录了高温/低压的前进轨迹。可以说明 Imataca 杂岩的角闪岩带的高温/低压前进梯度,在那里这些侵入作用集中。在 Caroni 河以东的 Imataca 杂岩变质级别是最高的,而又明显地缺乏石英二长岩深成岩体(Kalliokoski, 1965)。而代替的是由 Short 和 SteenKen(1962)解释为变质辉长岩侵入体的含辉石的铁镁质麻粒岩是常见的。当然,从 El Pao 变质苏长岩附近获得的大的红柱石假象是与他们的解释一致的。在角闪岩相环境中,辉长岩的就位,可以引起标志热变质作用的高温/低压梯度,但是在区域规模上是不可能的。

这次侵入活动的时间严格地限定是困难的,但是却保留了埋深过程中高温演化的相,需要侵入作用与构造增厚作用同步。几个方面的证据支持普遍的深成作用对流加热的模式。

(1)La Encrucijada 石英二长岩  $2064 \pm 87$ Ma 的 Rb-Sr 年龄(Posadas 和 Kallioko, 1967)和向南部花岗岩深成岩体的 2050~2180 Ma 的 U-Pb 锆石年龄(Klar, 1979)重叠于 Montgomery 和 Hurley(1978)测的  $2022 \pm 67$ Ma 的 Rb-Sr 年龄上,这与深成岩体的同造山运动期的构造相吻合(Kalliokoski, 1965)。

(2)Onstott 等人(1989)报导的 La Encrucijada 石英二长岩深成岩体中普通角闪石的总 Al 含量,使用关系式  $P_{(Kb)} = -3.92 + 5.03Al_{\text{总}}$ , 这里  $Al_{\text{总}}$  等于对 23 个氧计算的 Al 的总的克分子量,产生一个 2.8Kb 的结晶作用压力(Hammarstrom 和 Zen, 1986; Hollister 等, 1987)。这一点与前进变质作用低压/高温相期间的侵入作用相符合。

(3)在 El Pao 地区内,作为主期变质条件和抬升轨迹开始部分接近于无挥发组分的熔融反应,这个反应涉及到石英、黑云母、石榴石、堇青石、钾长石、 $Al_2SiO_5$ 、斜方辉石等矿物相和熔体(Grant, 1985),水不饱和的熔体可能是在这个时间产生的,部分地也可能为广泛分布在 Caroni 河西角闪岩相地体中的石英二长岩侵入体的源。然而,La Encrucijada 深成岩体的 0.710 低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$  初始比值表明某种另外的岩浆源,该源与在 2.0Ga 具有平均值为 0.73 铷初始比值的 Imataca 杂岩相比,其放射性更不富集,很可能贡献给了侵入岩浆早期相。

(4)这些深成岩体的某些模式成分暗示一个 700~750℃的固相线温度(Wyllie, 1977)。如果在侵入的时候,二长岩主要是流体的话,那么岩浆可能会有 1100℃的温度(Wyllie 等; 1976)。如果深成岩体的贯入是对流的话,岩浆的冷却和结晶作用将放出足够的热量以维持变质的温度。不幸的是,缺少 Imataca 杂岩的详细地质图,甚至阻碍对这些深成岩体区域延伸做出粗略的估计。在 Imataca 杂岩的东南部,那里有详细的地质图,为数众多的黑云母花岗岩床,几米到几百米厚,确实与中性到铁镁质麻粒岩呈互层出现(Chase, 1965)。

通过地壳减薄或者是地壳的减薄和岩浆的底辟作用相结合(Ellis, 1987)来推进高的峰期变质温度(Sandiford 和 Powell, 1986)这似乎是不可能的,因为象图 2 中前进 P-T 轨迹暗示的,增加压力而不是减少压力,与增加温度是一致的。

虽然对早期高温/低压变质条件而言存在有令人信服的证据,但是,这些样品中,在红柱石发育之后和主期变质条件达到 800℃和 8Kb 之前,增加压力和温度期间没留下明显的记录。

### 退化轨迹

上面描述的岩相学观察和 Rb-Sr 及 $^{40}Ar/^{39}Ar$  同位素年龄(图 2a 和 Onstott 等, 1989)表明,当保持很高温度的时候,Imataca 杂岩的岩石从主期变质条件沿着一条通过重要的减压作用的特殊的轨迹冷却(图 2)。

在 Caroni 河附近的 Guri 断层带的南部和 Santa Borbara 断层带附近的矿物线理和褶皱型式指出,Imataca 杂岩是向南逆冲于 Supama—Pastora 杂岩的花岗—绿岩地体之上。这种逆冲作用把 Imataca 杂岩的麻粒岩相岩石与 Supama—Pastora 杂岩的绿帘角闪岩相岩石单位并置在一起。

最好地报导横穿逆冲带的温度梯度的证据是 Dougan(1974)的那个报告,他报导了冲断面以上的 Imataca 杂岩变质条件为 720~800℃, 5~7Kb 和  $P_{H_2O} < P_T$ , 紧挨冲断面以下的 Supama—Pastora 杂岩的变质条件为 650~700℃, 5~7Kb 和  $P_{H_2O} = P_T$ 。P-T 轨迹(图 2)的最初抬升相可能恰好记录了这次逆冲事件,而 500~700℃, 5.5~7.5Kb 的退化部分可能记录逆冲作用后的再平衡。

在 Guri 断层带北部的 Imataca 杂岩,划分含辉石铁镁质和长英质麻粒岩的南部界线和花岗片麻岩及角闪岩北部界线的斜方辉石边缘,建立在 625~675℃和 4~6.5Kb 的条件下(Dougan, 1977)。同我们估计的退化轨迹相比,由于这些条件与 El Pao 地区中的退化组合更接近于一致,因而,我们把这个辉石边缘解释为代表来自低级变质的构造上为下伏于花岗—绿岩地体的水化流体的运移而产生的一条退化等变线。

## 热模式

为了模拟退化冷却历史,采用了一维的无限远的从顶部传导冷却的半平面几何法,类似于 Albarede(1976)的那个模式。把大陆地壳的代表值应用于热扩散、热容量、热膨胀和密度。

根据 Dougan(1977)和 Montgomery(1979)报导的 Imataca 麻粒岩 K 和 U 的含量估计了地壳放射性热的贡献。Imataca 杂岩麻粒岩由 80%的花岗片麻岩和酸性麻粒岩(含  $K_2O$  的平均值为 1.5%),和 20%的中性到铁镁质麻粒岩(平均含  $K_2O$  为 2%)组成(Dougan, 1977)。平均 U 含量大约为 1ppm,在酸性和铁镁质麻粒岩之间变化并不大(Montgomery 等, 1977)。尽管这个含量少于大陆地壳的平均值(Clark 等, 1966; Pollack, 1982),但是,它仍与在贯穿亚马孙造山运动期间指出的重大的 U 损失的 U-Pb 系统一致(Montgomery 和 Hurley, 1978)。全岩 Pb 同位素年龄测定表明一种 4.9 的 Th/U 比值(Montgomery 和 Hurley, 1978)。这些 U、K 和 Th 含量,当精确地返回到 2.0Ga 时,产生一个  $1 \times 10^{-13}$  卡  $cm^{-3}S^{-1}$  的地壳放射性热贡献(Turcotte 和 Schubert 的等式 4~8, 1982)。

由于 U/Pb 年龄指出了变质作用期间大量的 U 耗尽,也因为对地壳放射性热堆积来讲, U 是最重要的贡献者,在我们的模式中,我们假定,放射性元素的浓集,以亏损深度 b 所给出的数率时,随深度以指数倍减少(Lachenbruch, 1970)。从 Brazil 的 Sao Francisco 克拉通岩石单元的热流研究,与 Imataca 杂岩在年龄和热历史上是类似的, Vittorello 等人(1980)发现 b 大约为 13Km。根据上面给出的地质压力计所得到的结果为 8.0~8.5Kb,使用这个值和假设的 32Km 暴露深度来估计表面热贡献在 2.0Ga 时是  $10-12 \times 10^{-13}$  卡  $cm^{-3}S^{-1}$ ,与从年轻地壳获得的值一致(Pollack, 1982)。

较早期讨论的估计的主期变质条件暗示,在贯穿亚马孙造山运动(图 1)期间,地热梯度为  $20 \sim 25$   $^{\circ}C/km$ 。下地壳 1.25~1.4H、F、U 的热流贡献对达到这个梯度是需要的,这个值可与美国西部的 Basin 和 Rang 省和澳大利亚东部观察到的那个值相对比(Pollack, 1982)。

每年 0.5 和 1.0mm 之间恒定的抬升速度,产生了一个冷却曲线,这个曲线经历了  $6 \sim 8Kb$  和  $500 \sim 700^{\circ}C$  的条件,这个条件是从上面讨论退化反应中估计的。这个抬升速度是与新生代山脉带中观察的一致,导致通过普通角闪石封闭氩得到抬升开始和冷却之间的间隔为  $30 \sim 100Ma$ 。这个时间间隔量与  $2022 \pm 67Ma$  的 Rb-Sr 等时线年龄(Montgomery 和 Hurley, 1978)和  $1972 \sim 1954Ma$  的  $^{40}Ar/^{39}Ar$  冷却年龄差一致。抬升的持续时间是用普通角闪石和黑云母  $^{40}Ar/^{39}Ar$  年龄测定之间的差控制的,它记录了  $500^{\circ}C$  和  $300^{\circ}C$  之间每百万年  $1 \sim 2^{\circ}C$  的极低的冷却速度。这样的冷却速度是近等压冷却达到的。开始抬升后的  $30Ma$  过程和大约  $16 \sim 18Km$  侵蚀后产生了穿过  $^{40}Ar/^{39}Ar$  年龄测定的温度对时间的曲线(图 2a)。

较少量的地幔热流组分将需要较大埋藏深度和相应的较大的抬升速度。较迅速的抬升速度的结果是矽线石域中退化变质作用的持续时间可能会少于  $30Ma$ 。由于峰期温度脉动持续的时间短,前进相应被保留下来,在利用较深的埋藏深度和低的地幔热流模式的情况下,残余的蓝晶石也应该期望找到。Imataca 杂岩蓝晶石从来没有报导过。

## 地质测速计

颗粒内成分的不均匀性被保留在讨论样品的三个位置上。这些不均匀性的规模在退化轨迹期间对冷却速度提供了附加的限制。

在样品 IM-118 中,反条纹长石的出溶只在大于 1mm 的那些斜长石颗粒中存在,然而,较小的颗粒在结构和成分上都是均匀的。对条纹长石中出溶叶片的粗粒化作用(Yund 和 duvidson, 1978)而言,把图 2a 中的温度—时间曲线应用到动力数据上,产生一个 0.1mm 的片状空间值,这个值被认为由两个数据系列的不确切性与包括它们的应用在内的假设所提供的结构观察相一致。

在 1mm 规模上不规则的成分环带也存在于样品 IM-118 的石榴石中。当与石榴石的阳离子扩散系数结合时(Elphick 等, 1985; Loomis 等, 1985)图 2a 中的温度时间曲线指出,如果产生石榴石的反应直到 725℃才发生的话,这种规模的不均匀性到稍微低的温度条件是可以保留下来的。如果在温度大于 725℃时,石榴石停止同周围相实际上的反应,那么成分的空间变化都将均匀化了。

样品 IM-28 的结构证据指出,核部富 An, 边部贫 An 的斜长石成分环带的产生是形成普通角闪石的结果,从而作为峰期变质作用后退化/水化相。显微结构和露头的关系表明,虽然铁镁质麻粒岩的起因是在 P-T 轨迹的低压进变阶段内侵入的辉长岩,但是在麻粒岩相变质作用期间已经完全重结晶了。然而 Grove 等人(1984)的 CaAl-NaSi 相互扩散参数与图 2a 中温度时间曲线相结合产生的扩散距离不大于 1 $\mu$ m,甚至在 800℃的峰期温度时岩石单位保持了 100Ma 也是这样。虽然这好象是支持着甚至在最高温度下,斜长石成分梯度仍能保存的观点,但是这也明显排除在斜长石颗粒边部退化反应形成普通角闪石的过程,它是通过固态扩散形成的。对这种自相矛盾的一种可能的解释是 CaAl-NaSi 的交换速度可以由于水的存在而大大地增快了(Yund 和 Tullis, 1980; Grove 等, 1984),在这种情况下,在形成角闪石的温度条件下, CaAl-NaSi 的相互扩散快的足以产生环带斜长石,但是在较低温度时又慢得足以保存着形成梯度的反应。

## 5 结论

地质温度计的、地质压力计的、岩相学的解释和地质年代学的观察,导致了 Imataca 杂岩在贯穿亚马孙造山运动期间提出下面的热构造演化。

(1)高温/低压前进相是在 2.15 和 2.05Ga 之间,通过石英二长岩和辉长岩的侵入作用,地壳的对流加热引起的。

(2)Imataca 杂岩的埋藏位置在 2.02Ga 时相当于压力大于 8.5Kb 的深度,与连续的深成作用、深溶作用和主要组构的形成同步。

(3)近等温抬升到 5~6Kb 的中等深度是 Imataca 杂岩逆冲于 Supamo-Pastora 杂岩之上的结果。

(4)包括形成辉石等变度在内的退化相的结晶作用是由于 Imataca 杂岩的麻粒岩伴随可能来自冲断层下 Supamo-Pastora 杂岩流体的水化作用。

(5)Imataca 岩对 Supamo-Pastora 杂岩的连续的斜向加压,导致了沿主要断层带的左旋横推运动。

(6)最后的加压阶段和/或重新调整增厚的地壳引起沿中心糜棱岩带和抬升到相当4Kb的稍微较浅的水平上。垂直位移3~6阶段发生的时间大约超过20Ma。

(7)最后,等压冷却是穿过普通角闪石和黑云母的封闭氩的温度。

P-T 轨迹的前进部分(图 2b)似乎与澳大利亚 Broken Hill 地区所报导的(Corbett 和 Phillips, 1981)相似,这个前进轨迹在达到 750°C 和 5Kb 的主期条件前,穿过了红柱石区域。产生高温/低压前进条件的可行的机理是通过岩浆侵入作用进入地壳中或在地壳底部加热作用,或通过不对称的地壳衰减作用的加热(Sandiford 和 Powell, 1986)。对 El Pao 地区,高的变质温度所需要的加热是通过铁镁质岩浆同构造的侵入而得到,这与观察到的野外关系一致。

然而, Imataca 杂岩的退化历史与 Bohlen(1987)总结的只记录等压冷却的麻粒岩地体的退化历史不同。P-T 轨迹的退化部分更相似于 Van Reenen 等人(1987)提出的南非 Limpopo 带的 P-T 轨迹。在 Limpopo 带的南部边缘,太古代麻粒岩地体在 2.65Ga 时逆冲到太古代花岗岩—绿岩之上。矿物地质温度计和地质压力计记录了 9.5~7Kb 的等温抬升过程,尔后在 6Kb 下冷却到 600~650°C,伴随着麻粒岩水化作用记录了辉石等变度的发育,这些流体被认为是来源于构造上下伏的太古代花岗岩—绿岩层序(Van Reenen, 1986); Van Reenen 和 Hollister, 1988)。这个南部边界冲断层以北 20Km 的 Pulala 剪切带,它的左旋横冲运动已证明(Watkeys, 1983; Watkeys 和 Armstrong, 1985) Limpopo 带的南部边缘带是从 Limpopo 带的中心带分割出来的。这种关系实际上与在 Santa Barbara 冲断层和更远的北部 Guri 断层带之间所观察到的关系一样。

然而,不幸的是,不象 Limpopo 带的南部边缘, Imataca 杂岩的泥质岩石在退化冷却期间并没有结晶出蓝晶石。很明显,在冷却期间, Imataca 杂岩的退化轨迹确实通过蓝晶石区域(图 2),这说明温度不足以克服蓝晶石结晶作用的活化能。

因此,看起来似乎是在 2.0Ga 贯穿亚马孙造山运动中,导致了太古代的 Imataca 杂岩的麻粒岩地体与元古代花岗岩—绿岩地体的 Supamopo Pastora 杂岩的构造并置过程,类似于南非太古代中的活动过程,只不过是时代上新一些。如果这种构造热特征记录着板块构造运动的大陆碰撞,那么,正象 Teixeira 等人指出那样,贯穿亚马孙造山运动可以代表各种太古宙的和早元古宙的地体进入亚马孙克拉通。

(致谢和参考文献略)

(译自《Precambrian Research》(12), 1989, 293~314)