

矿 产 专 辑

(六)

砂卡岩·包裹体

87年3月16

地 质 出 版 社

内 容 简 介

本专辑选辑了13篇美国经济地质杂志卷77和78中刊载的论文，其中五篇论述矽卡岩与成矿的关系，八篇论述研究矿床中流体包裹体，从而研究成矿流体的来源和矿床成因的方法。

本书适于广大地质找矿勘探工作者阅读，也适于地质院校师生参考。

矿 产 专 辑

(六)

矽卡岩·包裹体

*

责任编辑：刘乃隆

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：17⁵/₈ 字数：416,000

1986年9月北京第一版·1986年9月北京第一次印刷

印数：1—1,072册 定价：4.15元

统一书号：13038·新236

目 录

墨西哥索诺拉州卡纳内阿矿区沉积岩中的矽卡岩、席状矿床和角砾岩筒的形 成	<i>L. D. Meinert</i> (1)
美国内华达州伊利附近鲁思斑岩铜矿床中的蚀变和矿化	<i>G. Westra</i> (37)
加拿大魁北克穆尔多克维尔地区加斯佩矿区的矽卡岩和斑岩铜矿化	<i>J. B. Allcock</i> (59)
日本中部中庵矿山的锌-铅矽卡岩矿床	<i>M. Shimizu</i> 等 (94)
南朝鲜荣华-蔚珍地区锌-铅矽卡岩	<i>S. Yun</i> 等 (111)
墨西哥杜兰戈州达约尔蒂塔脉状银-金矿床地质和流体包裹体研究	<i>D. M. Smith, Jr.</i> 等 (135)
墨西哥圣路易斯波托西州瓜达尔卡扎尔花岗岩石英内高银流体包裹体研究 ——对成矿理论的一个新贡献	<i>S. Chryssoulis</i> 等 (165)
碳酸盐岩内斑岩铜矿和矽卡岩矿床成矿流体的成分和成因——加拿大魁北克 加斯佩矿区流体包体和稳定同位素的研究	<i>K. L. Shelton</i> (184)
秘鲁帕斯托·布埃诺矿床含矿热液中成矿组分的来源——据 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和稳定 同位素数据	<i>D. I. Norman</i> 等 (226)
低温测微温技术过程中流体包体的增大问题	<i>J. P. Lawler</i> 等 (242)
根据流体包体的气泡直径和 P-V-T-X 性质计算包体体积的一种方法	<i>R. J. Bodnar</i> (246)
冷冻扫描电子显微镜法用于研究矿石和脉石中的流体包体	<i>W. C. Kelly</i> 等 (255)
美国田纳西州马斯科特-杰佛逊城锌矿区流体混合的流体包体证据	<i>M. Taylor</i> 等 (261)

墨西哥索诺拉州卡纳内阿矿区沉积岩中的 矽卡岩、席状矿床和角砾岩筒的形成

Lawrence D. Meinert

摘 要

卡纳内阿 (Cananea) 一个大小为 2×4 公里的地垒, 是由古生界碳酸盐岩和少量石英岩组成的, 其中发现有矽卡岩、席状矿体和角砾岩筒。地表填图和岩心记录揭示了一系列的事件, 开始是早期变质作用, 使不纯的碳酸盐岩的岩性变为贫铁的石榴石—辉石±符山石角岩。后来的交代作用, 沿着碳酸盐岩和中生代火山岩之间的前白垩纪 Elisa 断层接触带形成了石榴石—辉石矽卡岩。矽卡岩的分带为: 从富含钙铁榴石的中心, 经过钙铁榴石和次透辉石兼含带, 到接近大理岩前缘的地方, 这里形成的矿物主要是随沉积岩的原岩而变化的, 燧石结核出现硅灰石镶边, 白云岩变为块状金云母—磁铁矿矽卡岩, 钙—硅酸盐角岩为矽卡岩脉叠加, 比较纯的大理岩为粗叶片状的富铁和富锰辉石交代。石榴石和辉石的多世代, 能够用颜色和结构的微细变化来区分。根据横切脉和附生关系作出的年龄分类, 说明晚期辉石比早期的更加富铁与锰; 石榴石中铁的增多与时间的关系比较不太规则。不同世代的石榴石和辉石的空间分布是无规律的, 无论是靠近矽卡岩的中心还是靠近大理岩的前缘, 晚期脉中的石榴石和辉石的成份都是富铁的。硫化物中只有黄铁矿和少许黄铜矿是随着这个交代阶段生成的。

石榴石和辉石主要形成阶段之后, 是角闪石±石英±方解石脉和圆形斑点交代辉石, 有时也交代石榴石。大多数角闪石从成分上看是阳起石, 还有黄铁矿和少许黄铜矿共生。大约 20% 的角闪石为亚钙的, 并与方解石共生或为方解石交代。前进矽卡岩蚀变为角闪石±石英±方解石的现象, 最好的解释就是由于总的温度下降。

矽卡岩被与角砾岩化和角砾岩筒形成作用有关的蚀变作用所破坏, 早先没有蚀变的碳酸盐岩石为铁的氧化物和硫化物的层状平伏矿层 (席状矿体) 所交代, 这些作用的结果, 形成了一些最高品位的矿体。角砾岩筒和席状矿床看来基本上是与一系列石英二长斑岩岩株的侵位和随之而来的绢云母化蚀变同时形成的。在角砾岩筒横切矽卡岩的地方, 石榴石、辉石和角闪石都变成了方解石, 石英、绿泥石、赤铁矿、菱铁矿和硫化物的混合物。在角砾岩筒或斑岩横切早先没有蚀变的碳酸盐岩石的地方, 磁铁矿、硫化物、绿泥石、菱铁矿、方解石、石英和蛇纹石的混合物形成致密的席状矿体。绿泥石、磁铁矿±黄铁矿±蛇纹石的细脉在块状交代带之外延伸了好几十米。就 Democrata 角砾岩筒而言, 有一个大致的垂直和水平的硫化物分带, 从深部和核心部的黄铜矿±斑铜矿或黄铁矿到闪锌矿—黄铁矿—黄铜矿, 到远离矿化中心的黄铁矿—闪锌矿—方铅矿。从矿物的稳定关系可以看出, 与早期矽卡岩的形成相比, 发生角砾岩化和矿化的温度要低些 ($275^{\circ} - 325^{\circ}\text{C}$), X_{CO_2} 可能也较低。

矽卡岩中高的 Zn/Cu 比率, 与横切矽卡岩的角砾岩筒有关的大多数热液矿化的带状分布; 矽卡岩在空间上不与侵入碳酸盐岩石的石英二长斑岩岩株伴生; 所有这些都表明 Cananea 的矽卡岩与大多数斑岩铜矿区的矽卡岩不同, 它与石英二长斑岩岩株无关, 其它地方的这种岩株, 其浸染状表生富集硫化物矿化区正在开采。当然, 矽卡岩可能与在地下揭露中还未碰到的较深的岩浆系统有关。

前 言

墨西哥索诺拉州的卡纳内阿矿区（图1），在美国亚利桑那州塔克森城以南约160公里，是墨西哥最大的矿区。自1900年以来它生产了50亿磅以上的铜，以及少量的锌、铅、和钼。过去的产量和现有储量列于表1。虽然现在开采铜矿的露天矿山都只位于石英二长斑岩和被侵入的火山岩中的浸染状表生富集硫化物矿化区中，但是当地的早期开采也从 Puertecitos, Elisa 和 Capote 盆地的矽卡岩中开采了大量的铜和少量的锌。这些矽卡岩与典型的与斑岩铜矿有关的矽卡岩有一些独特和重要的区别：

表 1 卡纳内阿矿区的估计产量

采 矿 区	铜 (百万磅)	地 质 产 状
Puertecitos	175	矽卡岩
Sierra de Cobre-Campana	60	
Elisa	100	
Henrietla	50	角砾岩筒
Capote	130	
Oversight	100	
Veta Grande	100	
Cobre Grande-Kirk-Democrata	125	
Cananea Duluth	75	
La Colorada	1,100 (+ 50Mo)	
西区 and 东区 (地下)	650	浸染的表生类型和原生 角砾岩筒
Colorada 露天矿	550	
Sonora 山露天矿	500	
东露天矿	120	
Cananea 露天矿	1,000	
Kino 露天矿	165	
估计到1979年8月的总产量	5,000	
储量和资源		
Kino Colorada Veta 矿*	28,500Cu	浸染的表生类型和角砾岩筒
Kino Colorada Veta 矿	300Mo	角砾岩筒和细脉
CaPote 盆地	400Cu	角砾矽卡岩
CaPote 盆地	800Cu	角砾矽卡岩

* Cu 的平均品位为0.7%，0.5为界外。

从矿区的高品位的交代矿床中也生产大量的银和金，以及少量的锌、锰和铅。

资料来源：Ramon Ayala, 卡纳内阿矿山公司主任地质师。

1. 在 Capote 盆地中，属于矽卡岩中的锌—铜资源，包括9百万吨锌矿石（锌的平均品位为4.7%）和35百万吨铜矿石（铜的平均品位为0.6%）(R. Ayala, 私人通信, 1979)。根据金刚石钻孔岩心分析，锌矿石中Zn/Cu比率约为17，铜矿石中Zn/Cu比率约为3。因此，Capote盆地的矽卡岩显然贫铜富锌，而大多数与斑岩铜矿有关的矽卡岩则与此相反，它们一般的Zn/Cu比率小于1，例如Bingham, 0.03; Continental, 0.25 和 Silver Bell, 1.0(Einaudi, 1981)。

2. 侵入 Capote 盆地碳酸盐岩石中的三个石英二长斑岩岩株没有产生矽卡岩环带，而

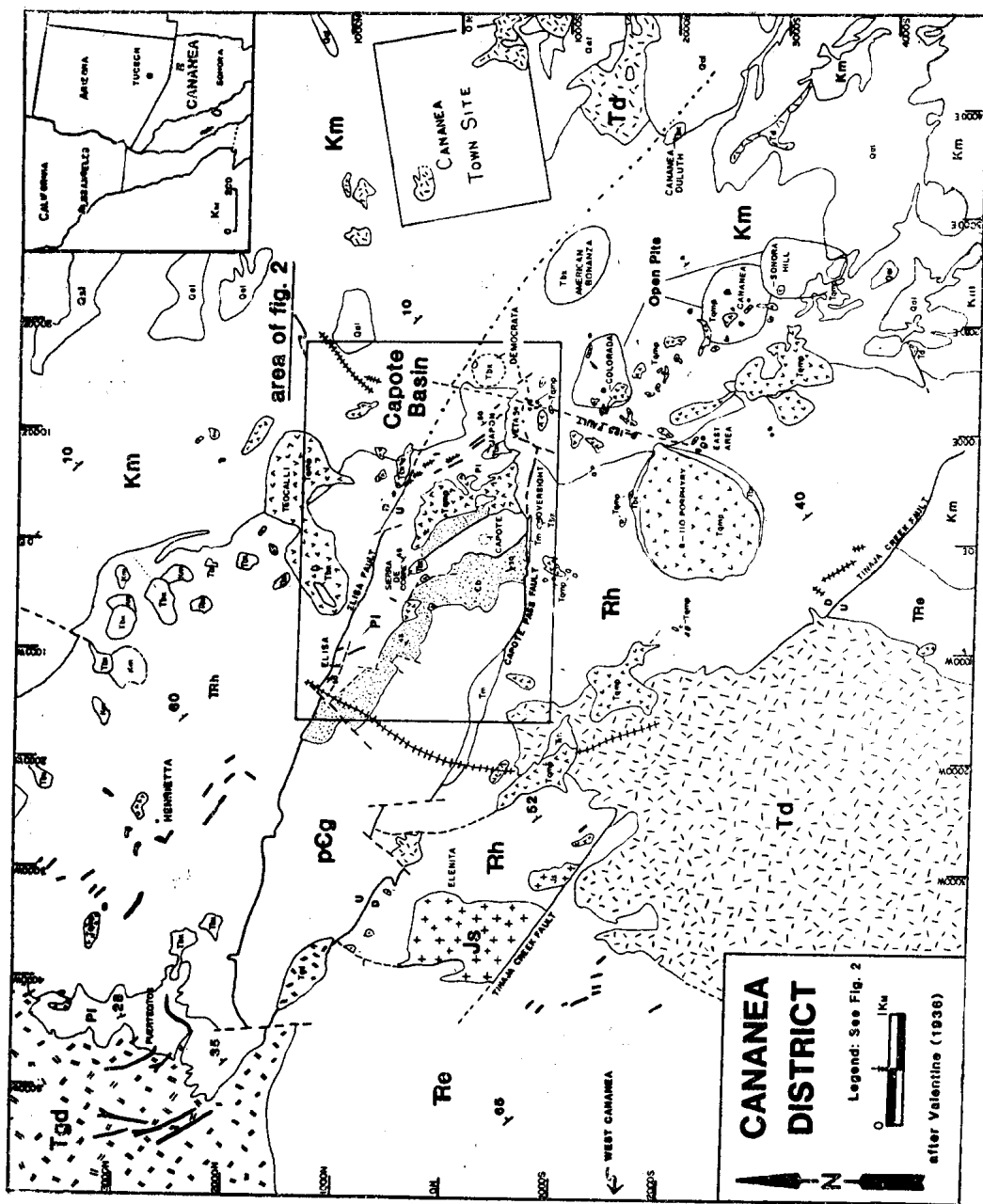


图 1 卡纳内阿矿区各主要矿床位置的地质略图。插图表示卡纳内阿在北美西部的位

是形成角砾岩筒和席状交代矿床。这些侵入岩与卡纳内阿几乎所有其它的石英二长斑岩相似，显示强烈的绢云母化蚀变，但似乎没有大多数斑岩铜矿区的典型钾硅酸盐蚀变。

3. Capote 盆地矽卡岩最明显的特点是与斑岩铜矿区的典型情况不同，大部分的贱金属硫化物矿化作用不与钙铁榴石矽卡岩或脉共生，也不与石英—阳起石细脉同生，而是与矽卡岩的破碎角砾化以及钙硅酸盐质矿物的大片的方解石—绿泥石—赤铁矿蚀变共生。因此，卡纳内阿矿区提供了一个独特的机会，来把一个较大的矽卡岩矿床的形成环境，与发育在同样围岩中的并局部具明显交切关系的角砾岩筒和席状矿床的形成环境进行对比。

卡纳内阿矿区是许多地质研究工作的课题，研究的侧重点反映了矿区的勘探和开采历史。Weed(1902), Austin(1903) 和 Lee(1912) 的早期著作报导和讨论了卡纳内阿矿化矽卡岩的重要性；而 Emmons(1910) 和 Valentine(1936) 奠定了区域地质基础；Perry(1933, 1961) 确定了卡纳内阿角砾岩筒的产状。Mulchay 和 Velasco(1954) 与 Velasco(1966) 的较近著作评述了卡纳内阿的一般地质情况。最近出版的著作包括：Varela(1972) 对 8—110 斑岩中的电气石化的研究，Anderson 和 Silver(1977 a, b) 对整个索诺拉州的 U-Pb 同位素年龄的研究，Ochoa-Landin 和 Echavarri-Perez(1978) 对侵入岩的踏勘研究和 Bushnell(1980) 对火山岩中角砾岩筒的硫化物矿带的初步研究。

本文作者根据地表详细填图（比例尺 1:1,000 和 1:4,000 和 8,000 米金刚石钻孔岩心的记录（比例尺 1:200 和 1:300），记录了卡纳内阿的沉积岩中矽卡岩、席状矿床和角砾岩筒的产状。研究范围大约为 2 公里 × 4 公里，并向地下伸展约达 500 米。在野外工作期间及野外工作以后，用放大镜鉴定的矿物得到 X 光衍射的校正；选择地表和岩心标本作了近 350 个薄片或光薄片，并用偏光和反光显微镜对它们进行岩石学研究。选择了一百个光薄片用电子显微探针对其中的共生矿物和交切脉的相互关系作了详细研究。

地 质 环 境

最近由于对墨西哥西北部的地质年代学和大地构造环境的研究，对卡纳内阿地区的地质环境有了新的认识。Anderson 和 Silver(1977a) 在墨西哥西北部用 U-Pb 年龄法说明前寒武纪的片岩和片麻岩基底被花岗质深成岩体（1.710—1.750 百万年和 1.410—1.44 百万年），包括卡纳内阿花岗岩（1.425 百万年；Anderson 和 Silver, 1977b）所侵入。元古代基底上的古生代沉积物在卡纳内阿相当于 Bolsa、Abrigo、Escabrosa 和 Martin 组以及 Naco 群的一部分。三叠—侏罗纪时有一个火成作用和火山作用周期从古生代大陆边缘向东横贯索诺拉（Gastil 等人，1978）。正如 T. H. Anderson 和 L. T. Silver(1978) 与 G. Haxel（私人通讯，1978）所描述的那样，这些三叠—侏罗纪火成岩的特征是花岗岩的和正长岩的深成侵入体（170—150 百万年），并伴有长英质火山岩流（180—170 百万年）、凝灰岩以及互层的火山碎屑砂岩和石英岩。在卡纳内阿地区这套三叠—侏罗纪层序可能相当于 El Torre 正长岩和 Elenita 与 Henrietta 火山岩组（Meinert, 1980）。

这期早中生代的岩浆作用和消减作用到晚侏罗纪结束，这时安山岩弧增长到现今的下加利福尼亚，引起了区域构造的调整和消减格局的变化（Gastil 等人，1978）。在卡纳内阿地区，在 El Torre 正长岩、Elenite 组和 Henrietta 组的侵位之后有一个主要的形变时期。高角度断层，包括 Elisa, Capote pass, 和 Tinaja Creek 断层（走向 N60°W 至 N86°W），切割了上述岩层，但没有切割上覆的白垩纪岩石（图 1）。

早白垩世时,大约在一亿三千万年以前,从现今的下加利福尼亚开始,有一个同时期的火山作用和深成侵入作用向东伸展,到六千万年以前已发展至索诺拉东部,再次证明了墨西哥西北部下面有消减作用存在(Silver等, 1975; Clark等, 1978; Gastil等, 1978)。这个火山岩系比早侏罗世火山岩系更基性,主要由安山质凝灰岩和熔岩流组成,为大的同生均粒的闪长岩至石英二长岩的深成侵入体侵入。这些深成侵入体在索诺拉州分布很广(Anderson和Silver, 1974),在许多地方随之产生接触变质作用和含铜或含钨的矽卡岩。在卡纳内阿地区白垩纪火山作用形成 Mesa 组,由安山质的凝灰岩、火山泥流和熔岩流组成,由可能蚀变了的标准测得的年龄为 67.4 ± 3.4 百万年(卡纳内阿矿产公司,未发表资料, K-Ar 全岩分析)。Mesa组不整合于 Elenita 和 Henrietta 组以及高角度主断层之上,但被 Tinaja 闪长岩和更晚的侵入岩侵入(图1)。粗粒 Tinaja 闪长岩岩基在结构和成分上与 Cuitaca 花岗闪长岩相似,而后者经 Anderson 和 Silver (1977a) 作的年龄测定为 64 ± 3 百万年(U-Pb 锆石)。在 Puertecitos 和西卡纳内阿, Cuitaca 花岗闪长岩与索诺拉州的其他白垩纪侵入体一样,伴随有接触变质作用以及铜±钨矽卡岩。

在 Cuitaca 和 Tinaja 岩基侵入之后,是一群辉绿岩岩墙和石英二长斑岩栓沿二个主要构造带侵入这个地区,这二个构造带,一个向 $N40^{\circ}E$ 延伸,另一个向 $N60^{\circ}-80^{\circ}W$ 延伸(图1)。大量矿山开采的揭露表明许多斑岩栓并没有出口(Perry, 1961)。但是 Capote 盆地北部一些石英二长斑岩含有明显的不透明玻璃和玻璃薄壳,说明有些斑岩不是流出来了,就是离地表很近(Valentine, 1936; Meinert, 1980)。

在索诺拉山和 Capote 盆地之间,石英二长斑岩栓与许多的角砾岩带和清楚的角砾岩筒紧密伴生,有些岩筒含有这个地区最高品位的矿体。与这些斑岩伴生的强烈绢云母化蚀变,使得除了最后的蚀变事件之外,所有的年龄测定都很困难,Teocalli 石英斑岩的一个绢云母化蚀变标本得出了 52.8 ± 2.3 百万年的年龄(卡纳内阿矿产公司、未发表资料, K-Ar; 绢云母),而 La Colorada 角砾岩筒的石英—金云母蚀变作用为 58.5 ± 2.1 百万年(Varela, 1972, K-Ar, 金云母)。斑岩铜矿环境的大多数研究表明,蚀变—矿化作用始于深成侵入体侵位之时,并继续了长达 2—3 百万年的时期(例如, Varnaars 等人, 1978; Creasey, 1980)。利用了 3 百万年这个上限,对卡纳内阿的斑岩可得出一个 61—56 百万年的侵位近似年龄。从蚀变标本测出的这些 K-Ar 年龄表明,在 64 百万年的 Cuitaca 岩基与石英二长斑岩蚀变之间可能有一个 5—11 百万年的时间间隔。

卡纳内阿地区最后的较大事件是区域性的向东倾斜 15° , 其证据是 Mesa 组相当一致地向北东倾斜(Valentine, 1936) 和 La Colorada 角砾岩筒(Perry, 1961, 图2—4), Capote 角砾岩筒(卡纳内阿矿产公司,未发表的横剖面)、以及火山岩中的大量角砾岩筒(S. E. Bushnell, 私人通讯, 1979) 向东倾斜。这个区域的倾斜明显地比形成角砾岩筒的早第三纪年青,并可能与盆岭型断层有关。Stewart(1978) 和 Thompson 与 Burke(1974) 通过在索诺拉州和美国西部的区域工作,认为小于 30° 的相同倾斜是与盆岭的断层活动伴生的,这些断层活动发生在距今 20 百万年到 5 百万年之间。

火成岩的蚀变

侵入 Capote 盆地的矽卡岩和碳酸盐岩石中的石英二长斑岩岩株(图2)与卡纳内阿地区经受强烈普遍的绢云母化蚀变的其他石英二长斑岩相似。这种绢云母化蚀变曾被 Sch-

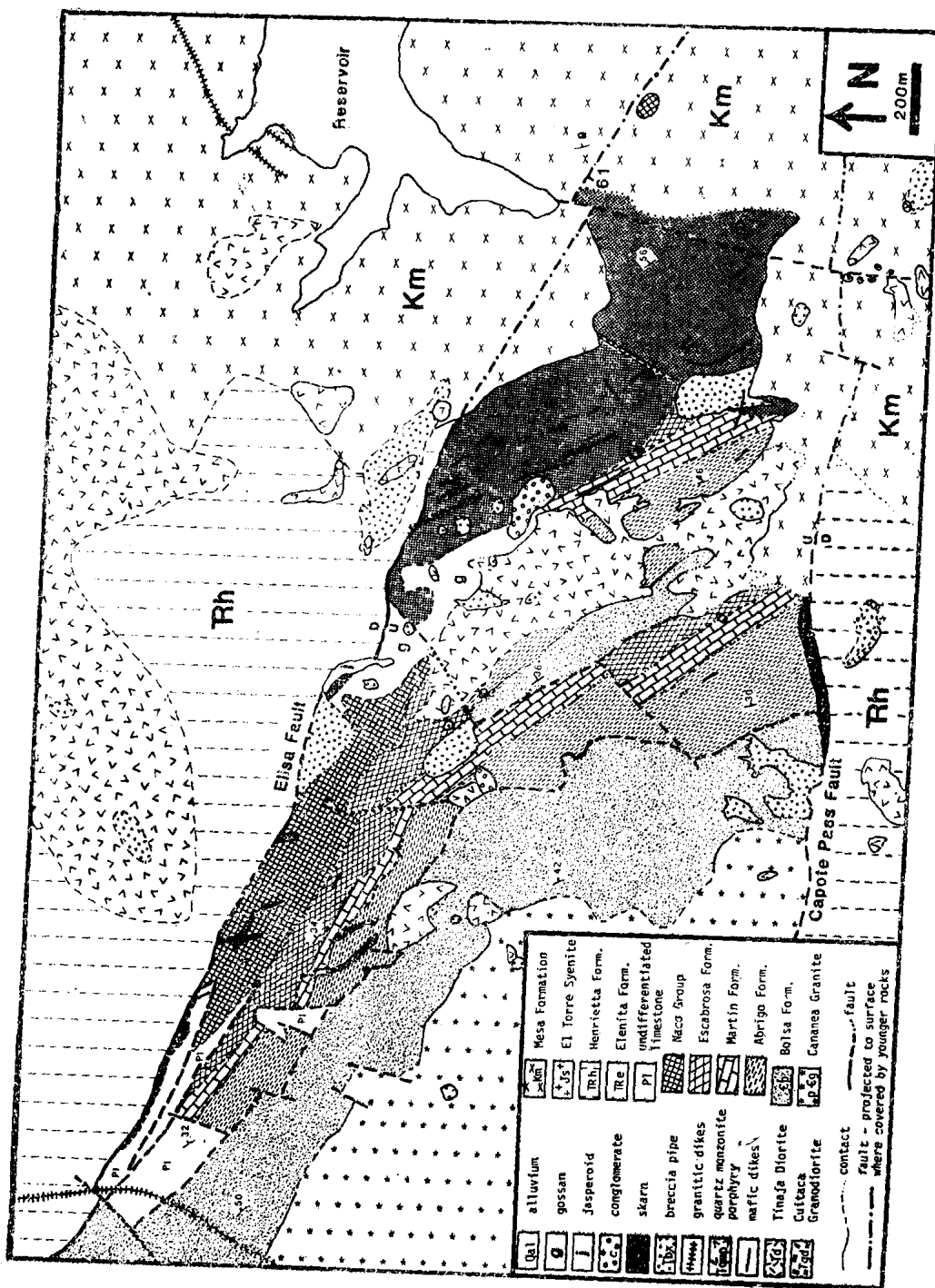


图 2 Capote 盆地的地表地质图

wartz(1947, 345 页) 描述为: “在所有浸染状 (斑岩Cu) 矿床中看到的最完全的绢云母化作用”。虽然蚀变的强烈程度使得难以从不同的蚀变类型中正确地区分出不同的侵入事件, 但 Ochoa-Landin 和 Echavarri-Perez (1978) 认为在 Colorada-Veta 露采区至 Capote 盆地以南地区的斑岩从成分上可以分为从花岗闪长岩至石英二长岩四种独立的侵入相。在 Capote 盆地, 地面上测量出有五个在空间上互相独立的斑岩岩株和岩栓与沉积岩接触 (图 2), 另外还有几个为钻孔岩心所发现。总的说来, 它们似乎是石英二长岩, 但强烈的绢云母化蚀变可能掩盖了原生矿物和成分的一些变化。

Capote 盆地的强烈而遍布的绢云母化蚀变把原生长石 (斑晶和基质两者) 改造为石英—绢云母 (白云母), 把镁铁矿物改造成绢云母和金红石。单个的原生榍石颗粒为绢云母和金红石混合物交代, 并具原来结晶轮廓的假象。有代表性蚀变矿物的丰度和结构都列于表 2。在普遍但不强烈的绢云母化蚀变的地方, 长石斑晶被交代成石英—绢云母及少量绿泥石, 而长石基质则完全改造成绢云母。原生镁铁矿物蚀变为绢云母、绿泥石和金红石的混合物。

在 Capote 盆地现今的侵蚀面上没有出现钾交代, 在最深的钻孔中也没有出现。虽然强烈的绢云母化蚀变能摧毁原生的钾硅酸盐矿物, 但它常常不能掩盖横切的石英细脉和石英—钾长石细脉这种典型结构。这种细脉的残余结构没有看到。在手标本和薄片中能见到的细脉, 不是 (1) 穿透的石英脉, 由粗粒石英组成, 并且既完全缺乏绢云母, 也缺乏被绢云母交代的钾长石; 就是 (2) 石英脉具有丰富的黄铁矿、对称的石英壁和绢云母晕圈。

表 2 绢云母化和绿帘岩化蚀变的岩石学特征

标 本 号 岩 石 类 型	绢 云 母 化 蚀 变				绿 帘 岩 化 蚀 变		
	C 481 QMP	C 462 QMP	C 426* QMP	C 131 火山岩	C 237 硬砂岩	C 486 辉绿岩	C 231 火山岩
斑晶: 基质	1:3	1:2	1:2	1:2			
斑晶							
颗粒大小(mm)	1—4	0.5—5	0.8—3	0.8—5	0.02—4	0.1—1	0.1+0.8
石英: 长石: 镁铁矿物	1:8:1	2:6:1	3:4:1	4:5:1	1:3:0	1:99:9	1:20:1
重溶石英斑晶	有	有	有	有	无	无	无
石英生长边	有	有	有	有	无	无	无
基质							
颗粒大小(mm)	0.01—0.04	0.01—0.04	0.04—0.25	0.005—0.01			
石英: 绢云母	1:1	1:1	4:3	4:3			
硫化物百分比	1	5	1—3	1—3	1	10	0.2
绢云母百分比							
可能蚀变矿物百分比	100	80	100	100	0	2	2
石英斑晶中百分比	5	5	10	1			
全岩中百分比	50	40	50	50	0	1	1
镁铁矿物蚀变为:	rut + Ser	chl + rut + Ser	rut + Ser	rut + Ser	eP	amPh + eP	amPh + eP + chl
次生角闪石百分比	0	0	0	0	0	3	20
次生绿帘石百分比	0	0	0	0	15	30	5
次生绿泥石百分比	0	5	0	0	0	0	1

rut = 金红石, Ser = 绢云母, chl = 绿泥石, amPh = 角闪石, eP = 绿帘石; QMP = 石英二长斑岩

* 萤石的子矿物见于流体包裹体和 1 % 的磷灰石斑晶中

在强烈绢云母化侵蚀的外围，各种火成岩和火山岩中存在一个绿盘岩化蚀变带。特征矿物为绿帘石、绿泥石、石英，局部为黄铁矿和角闪石。绿盘岩化的蚀变强度极为多变，并且可能是受构造通道控制。

沉 积 岩

Capote盆地有寒武纪、泥盆纪和石炭纪的石英岩和石灰岩（图3）。虽然当地的断层、交代作用和强烈的热液蚀变掩盖了古生代的大部分地层，但 Mulchay 和 Velasco（1954）还是把卡纳内阿的古生代沉积岩与亚利桑那东南部的同类地层进行了对比。Zendejos（1973）、Barrera（1974）和 Meinert（1980）进一步核实和改善了这种对比。Capote 盆地沉积岩的原生成分的变化，特别是在碳酸盐地层中含有粉砂、燧石、泥质、或者其他不纯物质夹层，强烈地影响了矽卡岩和其他钙硅酸盐矿物集合体的形成。Abrigo灰岩（图3）中泥质、粉砂质的薄夹层和比较纯的碳酸盐岩石特别有利于早期变质作用中钙硅酸盐角岩和含钙硅酸盐的大理岩的形成，而Naco群的较纯碳酸盐岩石特别有利于较后的矽卡岩的发展。

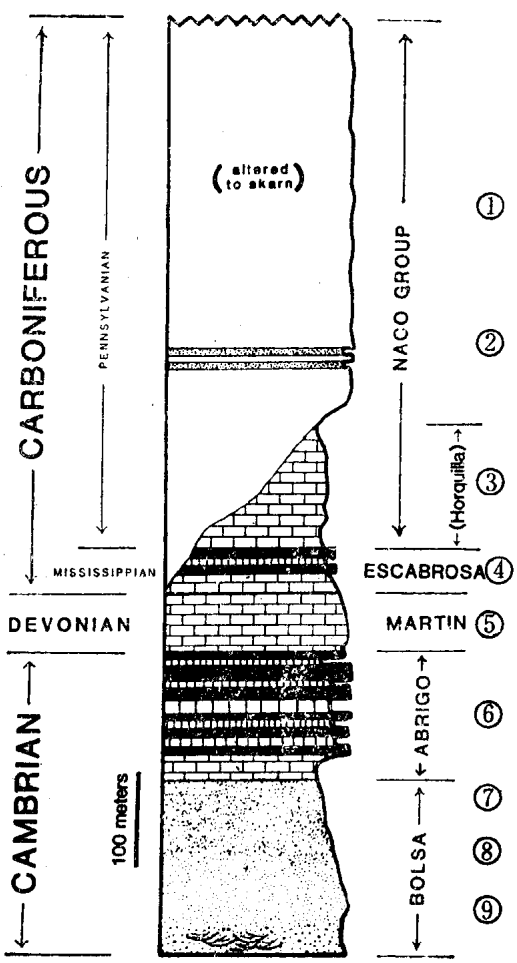


图 3 卡纳内阿地区古生代沉积岩的地层剖面
（根据地表填图和金刚石钻探岩心）

- ①上部层位强烈蚀变成矽卡岩、一般不如下部层位致密。层理一般厚0.1—1米。根据石榴石和辉石的比率，大部分由比较纯的石灰岩层组成，只有少量白云岩层。
- ②标志层：由两层相距很近的、厚5米的、分选好的粉砂岩组成。
- ③灰至红灰色均匀厚层状（1.5—2米）微亮晶灰岩，含少量微晶灰岩和泥质或白云质微晶灰岩——燧石、方解石和粘土的结核和网状脉在下部层位十分普遍，常形成与层理不完全平行的不规则岩层。
- ④厚层状（0.3—1.5米）泥质微晶灰岩和微亮晶灰岩，含泥质或燧石结核和波状夹层，局部有大量的海百合，黑色层是钙硅酸盐角岩。
- ⑤中等层状（0.3—1米）灰色微晶灰岩，含少量微亮晶灰岩和白云岩，上部层位含大量海百合、腕足类（Cladapora属？）和少量鲕状岩。
- ⑥中等层状（0.2—1米）具薄的分层（0.5—5毫米），灰褐色微晶灰岩至微亮晶灰岩，含少量白云岩，大量的薄的（1—10毫米）泥质微晶灰岩和页岩互层，碎屑粉砂岩在碳酸盐和泥质层中都经常存在，黑色层是钙硅酸盐角岩。
- ⑦上部层位：分选好的非常细粒的（0.01—0.1毫米）长石石英岩。
- ⑧中部层位：分选好的中粒（1—3毫米）石英岩层和薄层（1—5毫米）页岩至很细的（≤0.1毫米）泥质粉砂岩层互层。
- ⑨下部层位：中等分选的、胶结不好的中粒（1—3毫米）石英岩，分选不好的细粒（0.1—1毫米）泥质石英岩，粗的（2厘米）、磨圆的、石英卵石砾岩，常见粒级层理，交错层，砾岩透镜体。

早期变质作用和类矽卡岩的形成

早期接触变质—交代作用引起纯石灰岩重结晶成为大理岩、粉砂岩成为石英岩和不纯的碳酸盐岩石成为透辉石大理岩或钙硅酸盐角岩。这些钙硅酸盐岩石的确实成因常常是不明确的，不过在有些情况下沉积岩原岩的大部分推理成分是接近所产生的钙硅酸盐岩石的，因而认为它主要是变质作用成因的。在另外一些情况下成分的拟合显得并不那么好，因而必须假设一些交代成分的带入。在这种情况下，钙硅酸盐岩石适合Zharikov (1970) 定义的类矽卡岩这个术语。在任何情况下围岩的成分影响清楚地反映在露头 and 薄片 中岩石的结构上；例如，钙硅酸盐矿物薄层交代碳酸盐层序中的泥质夹层，或者块状钙硅酸盐角岩交代钙质页岩。

Abrigo石灰岩中泥质薄层的成分影响特别明显，由于不同岩石抵抗风化作用的能力不同，使钙硅酸盐条带从较软的大理岩中突出出来（图4A）。在Capote盆地东边，矽卡岩走向与类矽卡岩和大理岩层互相穿插，可以认为，在矽卡岩形成之前，整个Capote盆地成分相当的岩石中，都生成了类矽卡岩，而后矽卡岩才重叠其上。这种相对时间关系能够在薄片中看到，其中早期的石榴石为不同成分的主阶段矽卡岩石榴石交代和镶边（图4B）。类矽卡岩的其他结构特征包括：变嵌晶石榴石含有残余辉石、石英和方解石包体（图4C）；致密的、很细粒的石榴石只限于交代不纯的泥质条带和旋涡状体（图4D）；大理岩和钙硅

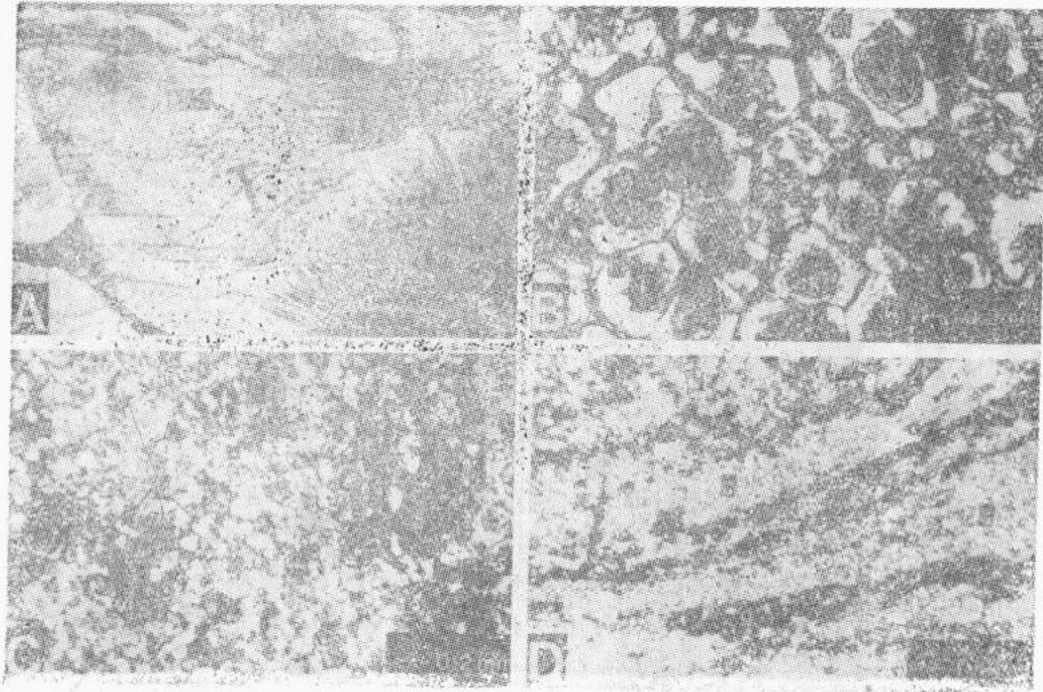


图 4 A. Abrigo组大理岩中的薄的（1—5厘米）类矽卡岩钙硅酸盐条带（skd）。B. 显微照像表示早期类矽卡岩石榴石（skd）被后期交代矽卡岩的石榴石（m）镶边的相对时间关系。C. 显微照像说明与石英（q）和方解石（c）伴生的单个类矽卡岩石榴石的典型变嵌晶结构。D. 显微照像说明Abrigo组中交代了泥质层的纤细石榴石条带（g）的典型层状结构

酸盐矿物成互层。最常见的类矽卡岩钙硅酸盐矿物是淡绿色的钙铝榴石，成分中一般含 Ad_{20-30} ，其变化范围为 Ad_{10-50} ，如图5所示。非常细粒的透辉石（ Hd_6Jo_4 ，图6）可能

在较更富于白云质的岩层中以斑点和夹层产出。类矽卡岩辉石局部也含有显著数量的 铝 (Al_2O_3 重量百分比可高达9.6)。含铝辉石只限于类矽卡岩 (图7)，但缺乏明显的结构证据来说明它们是与类矽卡岩同时形成的。在一些地方的 Abrigo 组中和矽卡岩主接触带附近的Escabrosa组内，符山石呈大的自形晶与类矽卡岩石榴石在一起或交代它们。此外，在Sierra de Cobre附近分辨出易碎的绿帘云母，它是以自形板晶与石榴石 (Ad_{16}) 和含铝透辉石 (Hd_4Jo_1) 一起包裹在大的符山石晶体中的。类矽卡岩石榴石、辉石和符山石的代表性的电子显微探针分析列于表 4 中。

类矽卡岩在矿物成分和结构上变化很大，在Capote盆地中，形成于矽卡岩之前的类矽卡岩，其丰度的大致平均值表现为：与大理岩互层的0.5至 5 厘米厚的角岩层,大约占沉积岩层的四分之一；由典型的钙硅酸盐矿物组成，其中80％为石榴石 (Ad_{25})，15％为辉石 (Hd_3Jo_2)，5％为符山石。这种矿物组合，结合相应的实验和计算的矿物平衡，能用来构成早期类矽卡岩环境的总的地球化学轮廓。

类矽卡岩形成环境

钙铝榴石与石英一起存在，透辉石代替镁橄榄石、透闪石或滑石出现，特别是没有硅灰石和钙长石，对早期变质作用和类矽卡岩的形成条件提供了限制。

表 3 用于表和图中的缩写

矿 物	简 化 符 号	分 子 式
阳 起 石	act	$\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
钙 铁 榴 石	ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
钙 长 石	an	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
斑 铜 矿	bn	Cu_5FeS_4
方 解 石	cc	CaCO_3
黄 铜 矿	cp	CuFeS_4
绿 泥 石	chl	$(\text{Mg, Fe})_3(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg, Fe})_3(\text{OH})_6$
透 辉 石	di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
绿 帘 石	ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe, Al})\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{OH}$
铁 透 闪 石	ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
钙 铝 榴 石	gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
钙 铁 辉 石	hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
赤 铁 矿	hm	Fe_2O_3
锰 钙 辉 石	jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$
磁 铁 矿	mt	Fe_3O_4
黄 铁 矿	py	FeS_2
磁 黄 铁 矿	po	Fe_{1-x}S
石 英	qtz	SiO_2
菱 铁 矿	sd	FeCO_3
滑 石	ta	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
透 闪 石	tr	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
硅 灰 石	wo	CaSiO_3

在Capote盆地的钙硅酸盐角岩中，方解石和石英的普遍存在,但没有硅灰石,说明反应

$$\text{Wo} + \text{CO}_2 = \text{Cc} + \text{Qtz} \tag{1}$$

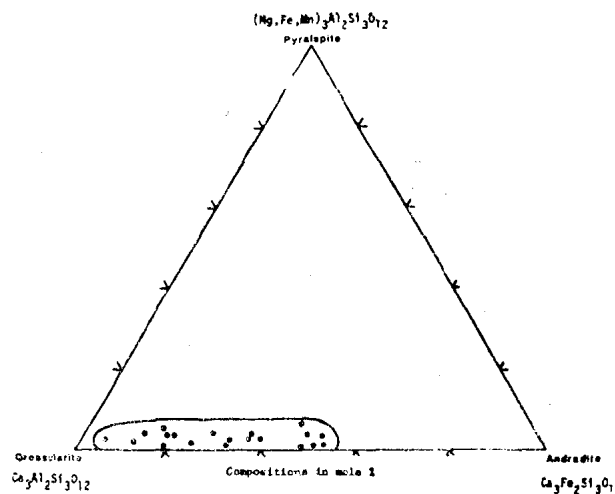


图 5 Capote盆地类矽卡岩石榴石的成分，根据电子显微探针分析

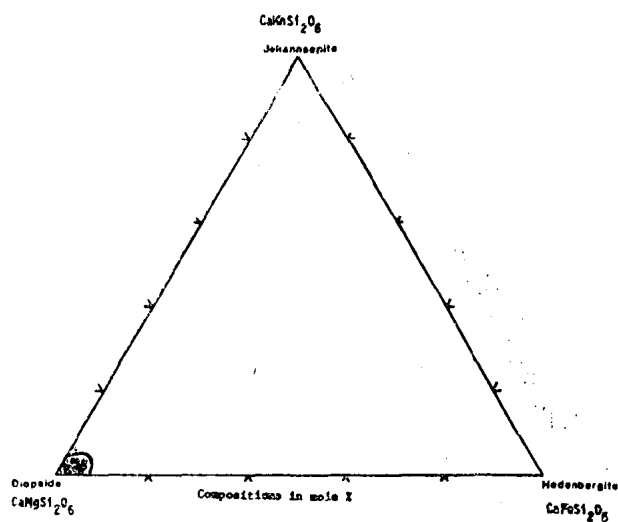


图 6 Capote盆地类矽卡岩辉石的成分，根据电子显微探针分析

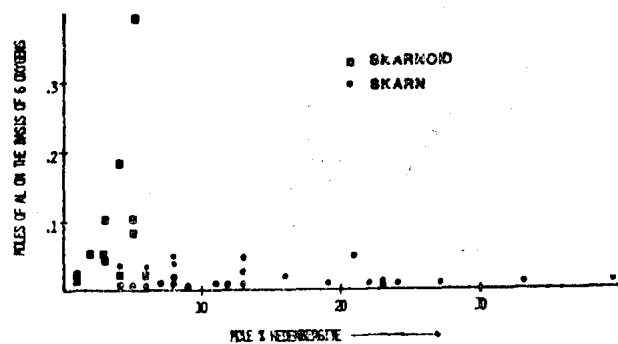
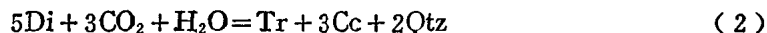


图 7 类矽卡岩和矽卡岩辉石的铝含量比较。高铝含量限于类矽卡岩并常与其他含铝相共生

是早期变质作用的温度上限和 X_{CO_2} 的下限(图8)反应



对变质作用建立了一个普遍的温度下限和 X_{CO_2} 上限,因为透辉石在大多数钙硅酸盐角岩层中是常见的相。考虑到钙铁榴石固溶体在反应



和



中对钙铝榴石稳定性的影响,进一步限定了变质作用的条件(Kerrick, 1974; Taylor 和 Liou, 1978)。正如Mueller (1973)提出的那样,这些方程式可以与熵、焓、以及分子体积等标准热力学数据结合起来(Robie等人, 1978),对特定的钙铝铁榴石成分(与实验方法确定的端员平衡相对比),用一种理想溶液的模型来计算它在500巴压力下的温度变化(Gr-
eenwood, 1967a)。在图8中,表示了钙铁榴石增量为10摩尔百分数时,计算所得的反应(3)的温度变化,以及随之而产生的反应(3)和反应(4)的恒交点的移动。在Capote盆地的类砂卡岩石榴石中使用钙铁榴石组分为10摩尔百分数,会产生一个受硅灰石、钙铝铁榴石和透辉石分解反应的边界条件限制的形成环境。对于卡纳内阿的早期变质作用和类砂卡岩的形成来说,最后得到的 T - X_{CO_2} 环境(可用图8中划线的区域来说明)是从 350° 至 550°C , X_{CO_2} 小于0.4。

砂卡岩的形成

虽然在Capote盆地Elisa断层的南侧,砂卡岩连续延伸了3公里以上,但只形成了比较薄的带,平均为20至40米;Capote盆地东部则是例外,这里在Naco群中垂直于断层的砂卡岩厚度达600米。Naco群与其他碳酸盐地层不同,至少具有二层5米厚的石英岩,这可能有利于增加交代溶液往纯碳酸盐层中去的通路。主阶段辉石、磁铁矿和其他镁质砂卡岩典型矿物相对稀少,可以说明Naco群含白云岩夹层极少,它一般是由纯石灰岩组成的,并含少量的砂页岩互层。砂卡岩在Capote盆地地表的图示出露范围见图2。一个比较有代表性的砂卡岩分布情况和总的分带模式—(1)褐色块状石榴石,(2)角闪石化蚀变,(3)砂卡岩与类砂卡岩或大理岩接触—表示于图9中,此图是由地表露头 and 岩心的垂直投影资料综合而成的。

砂卡岩与大理岩和类砂卡岩的接触:大理岩交代前锋的矿物组合,与其说是蚀变阶段或交代带的函数,不如说是原始岩性的函数。在砂卡岩与大理岩接触的几个不同地方,可以在接触带5米之内的大理岩中找到1厘米的硅灰石小斑块;但是硅灰石在Capote盆地既不普遍,也不经常出现在砂卡岩接触带附近。硅灰石呈小斑块产出在大理岩中,说明它只限于含燧石结核或石英碎屑的带中。在离块状砂卡岩接触带不到2米的带中,有浅黄—绿色的辉石角岩($\text{Hd}_{71}\text{Jo}_4$)薄层和不规则前锋与大理岩一起出现。在大多数地方最早的块状砂卡岩由粗粒的(1—5厘米)叶片状的蓝绿至灰绿色的辉石($\text{Hd}_{8-30}\text{Jo}_{3-8}$)组成,局部有褐色填隙的钙铁榴石(图10A)。辉石与石榴石的比率随远离大理岩前锋而变小,直至辉石在通常为块状的石榴石岩中只作为次要的填充物出现为止。典型砂卡岩分带模式见图11A。在Japon角砾岩筒北面约400米长的带中,在粗粒辉石和大理岩之间出现了一个接触序列中的特殊层。这个带在地表的宽度变化为0.5至5米,由粗粒金云母蚀变成的绿泥石

表 4 类砂卡岩的石榴石、辉石和符山石的电子显微探针分析

标 本 号	C123-23	C446-21	C123-22	C446-11	C149-11	C446-34
矿 物	石 榴 石	石 榴 石	辉 石	辉 石	符 山 石	符 山 石
重量百分比						
SiO ₂	37.8	39.1	54.9	53.0	37.2	37.0
TiO ₂	0.7	0.6	未分析	未分析	0.5	1.4
Al ₂ O ₃	16.9	18.5	1.3	4.1	17.6	16.3
Fe ₂ O ₃	8.7	6.4				
FeO			0.6	1.3	3.8	2.4
MgO	0.1	0.6	16.9	15.4	2.8	3.2
MnO	0.4	0.6	1.4	0.2	0.1	0.1
CaO	34.8	34.3	24.8	24.0	34.4	35.0
总 计	99.4	100.1	99.9	98.0	96.4	95.4
氧的数目	24	24	6	6	72	72
Si	5.86	5.97	1.99	1.95	17.80	17.85
Al	0.14	0.03	0.01	0.05	0.20	0.15
Al	2.96	3.30	0.04	0.13	9.72	9.12
Ti	0.08	0.07			0.17	0.52
Fe	1.02	0.73	0.02	0.04	1.52	0.96
Mg	0.02	0.14	0.91	0.84	1.98	2.29
Mn	0.06	0.07	0.04	0.01	0.03	0.03
Ca	5.81	5.61	0.96	0.95	17.63	18.08
摩尔百分比						
钙铝榴石	73	79				
钙铁榴石	24	17	2	4	钙铁辉石	
镁铝榴石	1	2	4	95	透 辉 石	
锰铝榴石	1	1	4	1	钙锰辉石	
钛 榴 石	1	1				

石榴石的端员成分是用Rickwood (1968) 的修改方案计算的; 所有其他的端员是用Deer 等人 (1962) 的方法计算的。

组成, 并含数量不定的粗粒磁铁矿。岩石的斑点状结构是由磁铁矿和浅色硅酸盐矿物的交生所引起的; 在没有蚀变的地方, 云母的亮蓝绿色在野外十分显著。这个带含有镁质砂卡岩的典型矿物共生组合。它可能交代的是白云质的原岩, 这在其他地方的砂卡岩中的大理岩前锋内是不存在的。在Capote盆地的东南部, 砂卡岩与类砂卡岩接触, 而不是与块状大理岩接触, 石榴石脉和石榴石层与薄层状的类砂卡岩和大理岩相互穿插, 没有一般常见的硅灰石或粗粒辉石。

砂卡岩的演化: 一般说来, 砂卡岩的演化能够分为无水矿物 (例如石榴石、辉石和硅灰石) 的顺向发展; 与水合矿物 (例如角闪石、绿帘石和绿泥石, 它们交代了较早的石榴石和辉石) 的反向发展。除了前面叙述过的大理岩前锋的矿物序列外, 在Capote盆地的主要砂卡岩中能够辨认出横切砂卡岩与矿脉的矿物集合体有好几个世代。石榴石和辉石的主要世代列于表 5 中。

最早的石榴石 (Ad₆₅₋₉₅) 和辉石 (Hd₅Jo₃) 见于浅绿至白色的细粒角岩和浅绿色的石榴石岩中、在石英岩薄层中分选良好的石英颗粒之间发育了浅绿色他形的辉石填隙物 (图106), 而含少量粉砂质的角岩和大理岩中含有大量的 (高达99%) 细粒辉石, 它们主

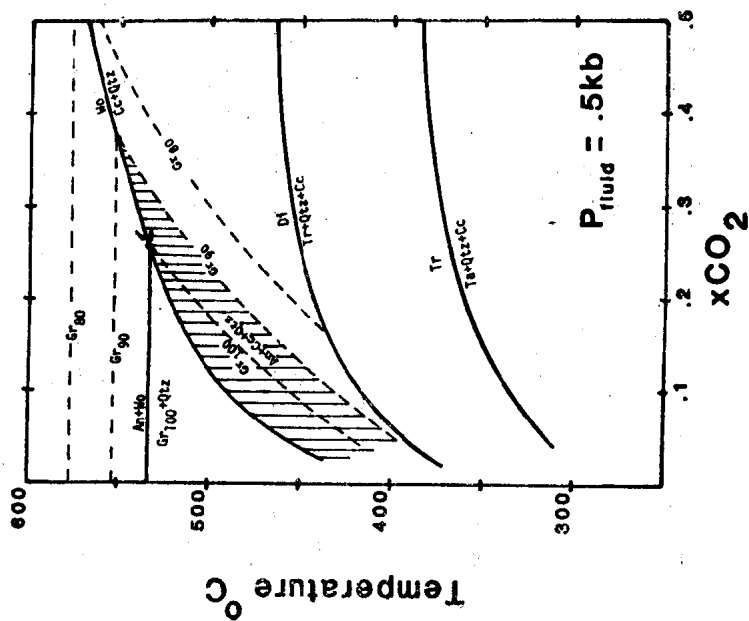


图 8 表示类砂卡岩形成环境(划线区)的T-X_{CO2}图
钙硅酸盐平衡根据 Gorclon 和 Greenwood (1977),
Greenwood (1967b), Slaughter 等人 (1975), Huang
(1976) 和 Newton (1966) 的实验工作, 本文引用时作了修
改。缩写符号见表3

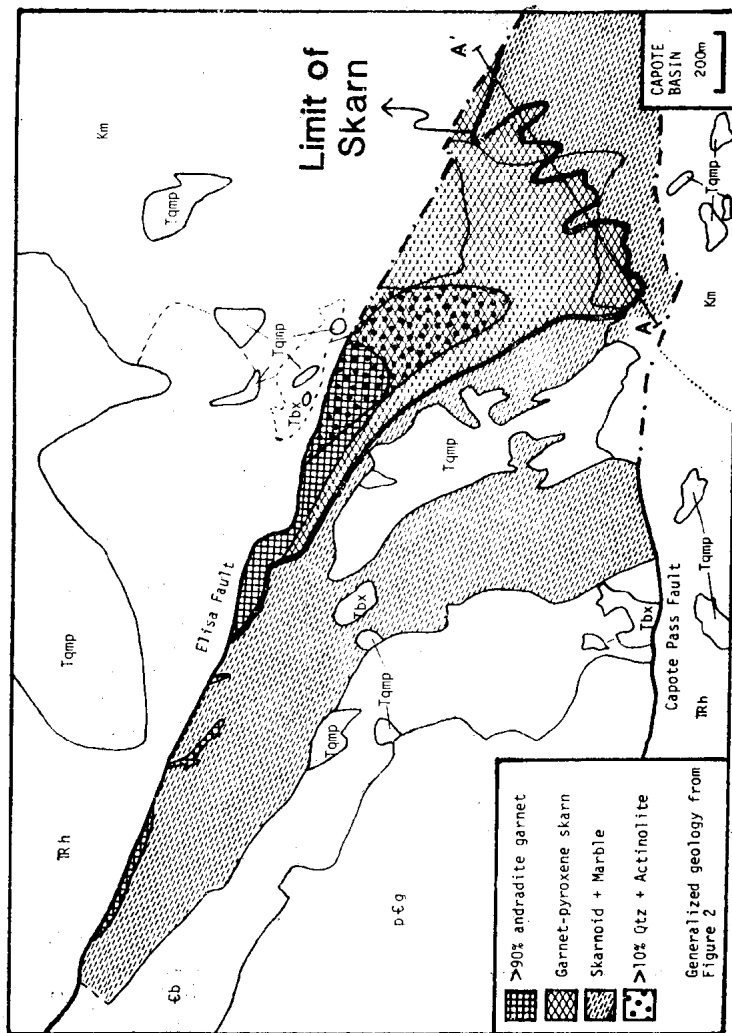


图 9 Capote盆地主要蚀变带的分布
根据地表和金刚石钻进岩心资料。Capote盆地东部的次火山砂卡岩和类砂卡
岩是按钻探岩心投影到1600m标高的。缩写符号见图2