

地 质 矿 床 学

译 文 集

第 五 辑

金矿和锡矿

桂林冶金地质学院地质系

1981年10月

目 录

I、锡矿方面

新南威尔士某些锡矿化花岗岩的地球化学特征.....	(1)
鄂霍次克—楚科奇火山成因带含锡花岗岩形成条件的岩石学特征.....	(11)
西欧的锡矿化与地壳俯冲有关吗?	(23)
西南英格兰花岗岩—以板块碰撞后的构造为背景的岩浆作用和锡矿化.....	(26)
锡矿床石英中K/Rb的比值—矿床与岩浆源相互联系的标志.....	(30)
苏联东部锡矿床普查和评价方法的合理综合.....	(37)
以交代分带为基础的锡矿勘探评价准则(锡霍特—阿林)	(43)
地壳发展历史中的锡矿化.....	(52)
澳大利亚的锡工业.....	(61)

II、金矿方面

金的地球化学.....	(64)
某些近地表金矿床岩石中的放射性元素.....	(71)
南印度内生金、铜矿床的矿物学和地球化学特征.....	(80)
楚克奇褶皱区金矿的物质来源(硫同位素资料)	(91)
火山成因金银矿床中内生矿化的分带.....	(96)
变质热液型金矿.....	(102)

新南威尔士某些锡矿化花岗岩的地球化学特征

D. N. JUNIPER 和 J. D. KLEEMAN

(新南威尔士阿来代尔新英格兰大学地质系)

摘 要

为了确定可否用地球化学特征把锡矿化花岗岩与贫锡花岗岩区别出来,业已对新南威尔士新英格兰地区的三个锡矿化区的花岗岩进行了分析。用中子活化分析法测定的锡含量与其他地方报导的锡矿化花岗岩中的锡含量一致,即含锡花岗岩的锡含量为 $15-30 \mu\text{g/g}$,而没有锡矿化的花岗岩的锡含量一般为 $5 \mu\text{g/g}$ 。此外,把它们标绘在 $\text{SiO}_2-\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}+\text{K}-\text{Fe}-\text{Mg}$ 以及 $\text{Ca}-\text{Na}-\text{K}$ 三角图上时,锡矿化花岗岩构成一个密集组,可与贫锡花岗岩区分开,从而得出这样的结论:锡矿化花岗岩具有独特的地球化学特征。

引 言

关于锡矿化花岗岩的地球化学特征还有颇大的争议。争论最多的问题是全岩样品中锡的含量问题。Barsukov (1957), Ianova (1963) 和 Rattigan (1963, 1964) 认为,锡矿化的花岗岩中整个岩石的锡的含量比没有锡矿化的花岗岩的锡的含量高,而 Hosking (1968) 和 Flintner (1971) 则不同意这种观点。

正如 Bond (1970), Schmidt 以及 Goodman (1973) 早已注意的那样,由于缺乏可靠的资料,争论的问题还是悬而未决。况且,锡是一种难于分析的元素,岩石基质中的锡尤其不易分析。

Rattigan (1964), Kłominski 与 Groves (1970) 以及 Stempok (1976) 等曾试图找出主要元素的地球化学与锡矿化花岗岩之间的相互关系,但根据地球化学指标来确定花岗岩的锡矿化程度的论著还很少。

本文试图概括新英格兰地区某些花岗岩的地球化学特征。这些花岗岩已出现了锡矿化,明显地区别于没有矿化的花岗岩。为了把它们进行对比,我们对三个锡矿化花岗岩和七个贫锡花岗岩进行了104次分析。“锡矿化花岗岩”这一术语在这里指的是已出现有锡矿化作用的花岗岩,而贫锡花岗岩则是指没有锡矿化的花岗岩,即使岩体内可能存在透加的锡矿脉也属于这一类。

新英格兰的锡矿化花岗岩

新英格兰锡矿化花岗岩均隶属于新英格兰岩基组 (Batholithic Suite) (Wilkinson, 1969, Flood, 1971), 包括吉尔盖花岗岩, 摩尔花岗岩以及鲁比河花岗岩。关于鲁比河花岗岩的详细论述可参考 Phillips (1969), Olgers 和 Flood (1970), Robertson

吉尔盖花岗岩这一名称是用来替换早先使用的“酸性”花岗岩这个不太恰当的名称 (Cotton, 1909) 而提出的。吉尔盖是该花岗岩块出露地区内的唯一城镇, 该城镇就在标准取样 (GR 180963分析号No. 1) 位置的附近。

吉尔盖花岗岩为略呈等粒状的浅色花岗岩, 它侵入于廷加石英二长岩中, 有几个地方呈现出冷凝边缘和捕掳体型接触关系。廷加石英二长岩块中有吉尔盖花岗岩的小露头。矿井中见到的空间关系表明, 在别的地段, 吉尔盖花岗岩侵位于廷加石英二长岩之下; 而在另一些地段, 廷加石英二长岩又有吉尔盖花岗岩的细粒相岩脉侵入。

吉尔盖花岗岩的西面与新英格兰岩基邦达雷组的奥基河花岗岩 (Cotton, 1909) 相邻接。与奥基河花岗岩相反, 吉尔盖花岗岩具有异常宽阔的冷凝边。吉尔盖花岗岩的岩墙在两个地方穿过了奥基河花岗岩。而在西南缘, 吉尔盖花岗岩的岩墙也侵入到一个没有分异的花岗岩体中。

吉尔盖花岗岩的顶部似乎刚好出露, 被吉尔盖花岗岩侵入的化学成分相同的斑岩的产状证实了这种情况。该斑岩被认为是与吉尔盖花岗岩成分等同的喷出岩。

锡矿化在吉尔盖花岗岩与廷加石英二长岩中呈脉状产出, 而冲积砂矿或“深海砂矿”则主要产于科普河沿岸。Carne (1911) 和 Weber (1974) 已对后两种矿床作过全面的描述。

大规模采矿时期发表论著的早期研究者 (Andrews, 1907; Cotton, 1909, Benson, 1913) 认为吉尔盖花岗岩为锡矿化花岗岩。当时从矿山所获得的地下资料看来有助于得出这种结论。HesP (1973), HesP和Rigby (1972, 1973, 1974) 同意这种观点。然而Weber (1974) 认为这种看法值得研究。

表1 吉尔盖花岗岩的平均实际成分和理论计算成分

平均主要成分		理论计算成分	
石 英	24.9	Q	35.8
钾 长 石	60.7	Or	23.2
斜 长 石	12.5	Ab	33.3
黑 云 母	1.9	An	3.5
		C	0.7
		Bi	0.7
		Ho	(1.7)*
		Wo	(0.1)*
		Mt	0.2
		He	0.8
		Ap	0.1
		总计	100.1

Ho的理论计算成份为三个样品, 而Wo的仅为两个样品。

很明显, 吉尔盖花岗岩为锡矿化深成岩, 因为构造型式相同的节理遍布于该岩体以及廷加石英二长岩中。最早的矿化作用可能是吉尔盖深成岩体上部凝固成岩和节理化后出现的。由于脉状锡矿化通常发生在矿源深成岩内或其顶部, 因而比吉尔盖花岗岩深的矿源岩就值得怀疑了。而且, 上述两个深成岩体中都有细晶岩墙, 这说明吉尔盖花岗岩的节理填充了后期的热液。

岩石学和化学方面的描述

表1表示吉尔盖花岗岩的平均主要成分(modal composition)和理论计算成分(mesonormative composition)。吉尔盖花岗岩的分析资料如表Ⅰ所示。理论计算颜色指数(由理论计算(Mesonorms)得出的颜色指数)由0.87至11.38, 平均为3.7。而平均(实际的)颜色指数为1.9。平均标准斜长石成分为An₇。

钾长石可为斑晶或基质。常见的双晶为卡斯巴双晶即穿插双晶。微纹长石很普遍。石英与钾长石的文象交生常常交代钾长石晶体的边缘。

斜长石通常为自形晶, 含黑云母与褐帘石的包体。黑云母以绿色富铁的和褐色富钛的变种出现, 可为自形晶或熔蚀晶体。常伴生铁的氧化物和锆石。有时, 黑云母完全或部分变为绿泥石。

吉尔盖花岗岩被明确划入Nockolds (1954) 和Chayes (1957) 体系中的一种花岗岩。摩尔和鲁比河花岗岩的岩石成分很相似。

通过对比知道, 作为贫锡花岗岩代表的廷加石英二长岩为标绘在上述体系中的靠近花岗岩闪长岩边界的黑云母石英二长岩(Chayes, 1957)。

花岗岩的地球化学特征

资料来源

主要元素的数据来自Carne (1911), Sain-Smith (1911), Rattigan (1964), Phillips (1968) 以及Flinter等人 (1972) 报导的分析资料以及新英格兰大学 H. R. Butler, A. G. Connor, D. N. Juniper 和 G. I. Z. Kalocsai 等人未发表的分析资料。上述研究者给作者函寄了所有资料的详细数据。

痕量Sn系作者用中子活化分析法测定的。还采用了由¹²⁰Sn (n, r) 得到的¹²¹Snβ⁻衰变。接着用热中子辐照、样品熔化、溶解以及放射性化学分离灼烧等方法来分离Sn的氧化物。分离后的化学产物用不活动的锡载体测定, 再用纯锡箔通过光谱分析来标定。放射性则用钟罩形盖格-米勒测试器和计数管测定, 经过一个或几个半衰变期的衰变预备后即检查它的放射性化学纯度。

中子活化分析方法具有选择性、准确性和灵敏性, 所以特别适用于分析岩石基质中的锡。由于硅酸盐岩石基质中锡的浓度很低, 其它方法往往不可靠。

表2 吉尔蓝花岗岩主要元素分析数据

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	74.91	77.81	79.60	80.47	77.53	78.77	69.65	78.75	79.37	77.92	75.25	76.67	78.70	76.45	76.51	71.27	70.02
TiO ₂	0.12	0.09	0.07	0.11	0.09	0.12	0.49	0.09	0.05	0.06	0.23	0.19	0.11	0.20	0.13	0.24	0.38
Al ₂ O ₃	12.21	11.70	11.89	11.64	11.69	11.10	13.97	11.59	11.53	12.07	12.89	12.30	12.05	11.41	12.77	13.40	14.70
Fe ₂ O ₃	1.35	0.70	0.87	0.72	1.02	1.00	2.67	1.23	1.30	1.14	2.40	0.77	1.35			1.11	
FeO														2.19	1.01	1.89	2.45
MnO	0.03		0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02	0.06	0.01	0.03	0.01	0.02	0.05	0.10	0.07	0.06
MgO	0.24	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	1.62	0.04	0.03	0.03	0.25	0.22		0.15	0.17	0.79	0.84
CaO	0.69	0.56	0.48	0.56	0.80	0.53	2.74	0.52	0.74	0.56	1.11	0.99	0.59	0.65	0.71	2.46	1.85
Na ₂ O	4.98	4.36	3.78	4.24	4.12	3.61	3.59	3.59	3.62	4.20	3.54	3.24	3.83	2.98	3.50	3.08	2.80
K ₂ O	5.38	4.65	3.18	2.13	4.61	4.72	4.08	4.09	3.22	3.80	4.05	5.59	3.22	4.56	4.94	4.91	5.07
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.13			0.13	0.17	0.04	0.01	0.20	0.14		0.13
H ₂ O ⁺	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	1.00	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08			0.18	0.07
H ₂ O ⁻																0.32	
CO ₂																0.03	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.82	99.98	99.75	98.55

分析資料来源: 分析样: 1—13, Juniper(本文作者); 14, 15, Rattigan (1964); 16, H. p, Whife于卡恩 (1911);

17, Flinfer (1972)。样品位置见附录。

研究锡矿化花岗岩地球化学特征的方法 为确定锡矿化花岗岩的地球化学特征从两方面进行了研究。首先是测定岩石中锡的绝对含量(S_{NR})以及组成矿物中锡的含量(S_{NM})，以便确定锡矿化花岗岩与 S_{NR} 和 S_{NM} 二者或其中之一之间是否存在着关系。其次是研究其它元素在整个岩石以及组成矿物中的分布。在运用这两种方法时都必须与贫锡花岗岩进行对比。

花岗岩中锡的含量 Barsukov (1957) 和Ianova (1963) 测出锡矿化花岗岩的锡含量(S_{NR})比贫锡花岗岩中锡的含量(S_{NR})高。Barsukov (1957) 发现，锡矿化花岗岩含有16~30 $\mu\text{g/g}$ 的锡，而贫锡花岗岩只含3~5 $\mu\text{g/g}$ 。

Ianova (1963) 发现，外贝加尔东部的锡—钨矿带中，锡矿化的杜鲁古也夫花岗岩体平均含锡为23.4 $\mu\text{g/g}$ ，而贫锡的察干—奥尔维花岗岩的锡含量为5 $\mu\text{g/g}$ 。分析方法的灵敏度不能检出小于5 $\mu\text{g/g}$ 的含量。

在昆士兰(澳大利亚)东北，Sheraton和Black (1973) 发现仅锡矿化的花岗岩(伊丽莎白河，马里巴，芬莱逊和埃斯梅雷达花岗岩)的锡含量大于规定测限值(4 $\mu\text{g/g}$)而 S_{NR} 平均含量为5 $\mu\text{g/g}$ 。

据Rattigan (1963 1964) 报导，澳大利亚的锡矿化花岗岩与贫锡花岗岩之间的锡含量差别相当大。锡矿化花岗岩

(Rattigan 1964) 的锡含量为4~45 $\mu\text{g/g}$ (平均为20 $\mu\text{g/g}$) 而贫锡花岗岩的锡含量为2~5 $\mu\text{g/g}$ (平均3.1 $\mu\text{g/g}$)。

图2表示了俄罗斯(根据Ianova 资料，1963) 和澳大利亚(根据Rattigan资料1963, 1964) 花岗岩的 S_{NR} 与出现频率之间的关系。该图表明，锡矿化花岗岩的 S_{NR} 比贫锡花岗岩的 S_{NR} 高，但也并非一律如此。

Hosking (1968) 认为 S_{NR} 含量与锡矿化花岗岩的含矿潜势之间没有或者不应该有什么关系。

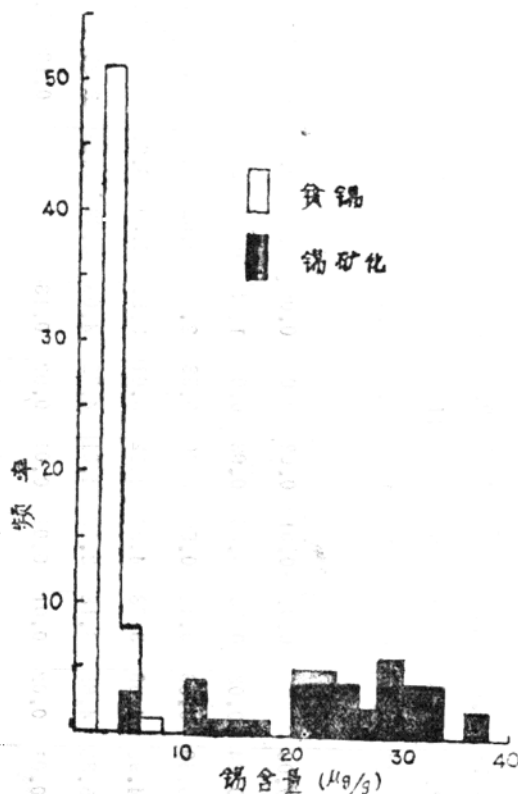


图2. 澳大利亚与俄罗斯花岗岩锡含量的频率分布图。(根据 Rattigan 1963, 1964 和 Ianova 1963 资料)

Flinter (1971), Hesp (1971) 以及 Flinter 等 (1972) 指出, “……花岗岩类岩石的锡含量与矿化的出现无关……”。

新英格兰花岗岩的锡含量 表Ⅱ列出新英格兰的一些花岗岩的 S_{NR} 值。锡矿化的吉尔盖花岗岩与摩尔花岗岩的 S_{NR} 代表值分别为25和24 $\mu\text{g/g}$, 而无锡矿化的廷加石英二长岩的 S_{NR} 为5 $\mu\text{g/g}$, 两者对比表明, 新英格兰锡矿化花岗岩的 S_{NR} 可以认为是贫锡花岗岩的4~5倍。

主要元素的地球化特征 Stempok (1970) 在 Greig (1927) 的基础上提出的 SiO_2 — $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$ — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$ 三角图可用来确定锡矿化岩的地球化学域, 仅少数几个点落在域外。

Rattigan (1964) 用 $\text{Na} + \text{K}$ — Fe — Mg 和 Na — K — Ca 三角图推测岩浆演化的趋势。这两个图亦用来确定锡矿化花岗岩的地球化学域。

表3 用中子活化分析法测定的某些新英格兰花岗岩中的锡含量

类 别	岩 体 名 称	样 品 数	S_{NR} ($\mu\text{g/g}$)
锡 矿 化 花 岗 岩	摩尔花岗岩	21	17
		47	31
	鲁比河花岗岩	48	6
		3	21
		8	8
		9	26
		4	30
	吉尔盖花岗岩	1	21
		2	11
贫锡花岗岩	廷加英石二长岩	71	28
		73	6
		77	5

图3为 SiO_2 — $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$ — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$ 三角形图, 在这个图上可确定锡矿化和贫锡矿化花岗岩的地球化学域。

图4的 $\text{Na} + \text{K}$ — Fe — Mg 三角图可确定明显锡矿化与明显贫锡花岗岩的地球化学域。

在图5的 Na — K — Ca 三角图中可清楚地确定锡矿化花岗岩的地球化学域, 仅有少数几个点有跨域的情况。

理论计算颜色指数与分异指数的关系 图6表明, 理论计算的颜色指数(根据理论计算的矿物成分计算得出)与分异指数之间存在着明显的负相关关系, 它还表明, 该图也可确定锡矿化花岗岩的地球化学域。只有当三角形图解法不足以确定花岗岩的地球化学特征时才需要用这种方法。

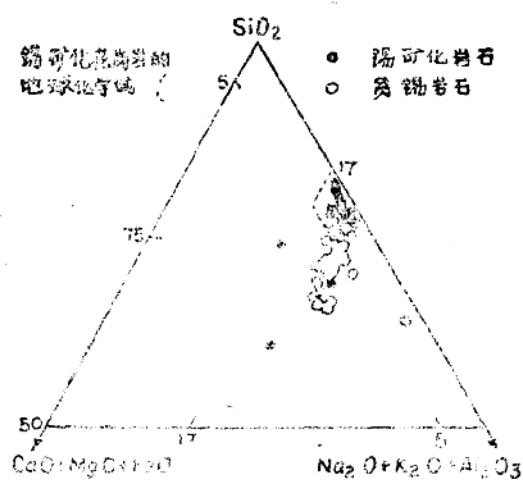


图3. 新英格兰花岗岩的 $\text{SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$ 三角形图

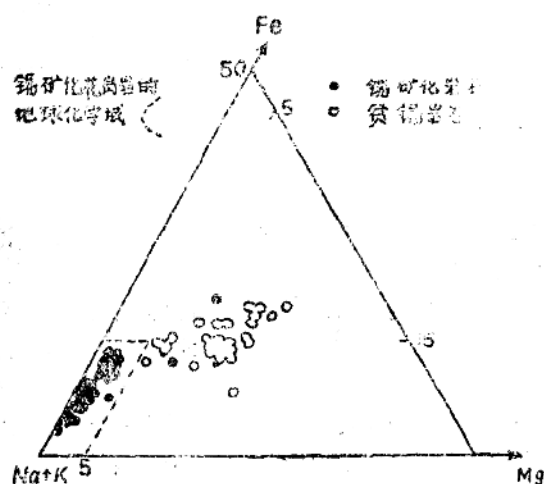


图4. 新英格兰花岗岩的 $\text{Na} + \text{K} - \text{Fe} - \text{Mg}$ 三角形图

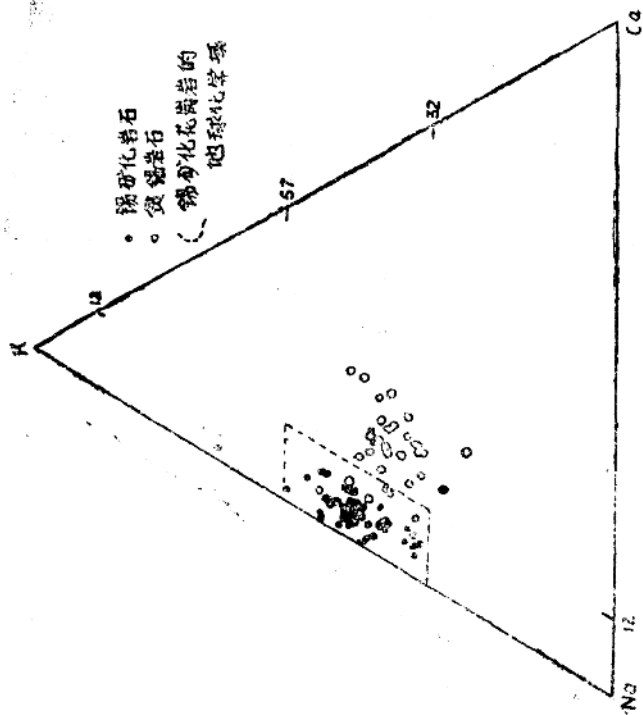


图5. 新英格兰花岗岩的 Na—K—Ca 三角形图

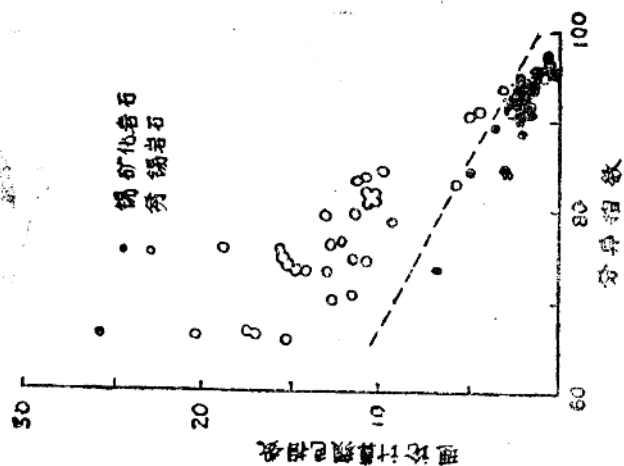


图6. 新英格兰花岗岩的理论计算颜色指数与颜色指数关系图

地球化学指标的应用

几个可用于锡矿勘探的地球化学指标已被确定。业已证实,锡矿化花岗岩中的 S_{nR} 值比贫锡花岗岩中的 S_{nR} 值高4—5倍。但是,还必须发展快速、精密和准确的分析技术以利于上述测定工作。

在常规的全岩分析的基础上,我们可以应用主要元素的地球化学特征。上述的三角形图解法只要求分析七个元素,而理论计算颜色指数—分异指数法则要求分析全部主要元素。由于90—95%的样品都落在恰当的地球化学域中,因此,只要用少量有代表性的样品就可以了。

附录

吉尔盖花岗岩分析样品的位置

分析号	位置	分析号	位置
1	180963	8	084848
2	363912	9	176873
3	271883	10	163893
4	271883	11	293962
5	324878	12	305821
6	383889	13	346921
7	190868		

位置坐标点为澳大利亚第56区,图1用的是同样的坐标。图中每方格的边长为10公里

(注:原文为1000米,疑是10000米之误——译者注)

译自《Geochemical exploration》, 11(1979)321—333.

冯君储译 郑理珍校

鄂霍次克—楚科奇火山成因带含锡花岗岩形成条件的岩石学特征

L.I.Zvyagintsev 和 A.M.Podol's'kiy

本报告是应用岩石的物理机械参数,力求再造鄂霍次克—楚科奇火山成因带含锡花岗岩类侵入体形成时存在的构造物理条件及其附近的环境。直到最近,根据地质、岩石学、地球化学的研究资料分析,才获得关于鄂霍次克—楚科奇火山成因带花岗岩类杂岩形成的深度和构造条件的认识(Ustiyev, 1963; Anikeyev和Titov 1966, Speranskaya, 1967, 等)。各类岩石的岩石物理性质的应用,使我们的研究可以采用定量方法,并能把对含矿侵入体形成的条件以及由于构造应力使结晶状态变化的估计变为客观标准(Zvyagintsev, 1972;)我们研究了密度(ρ , g/cm³),有效孔隙度(p_{eff} , %),P波速度(V_p , Km/sec),S波速度(V_s , Km/sec)杨氏模数($E \cdot 10^6$ kg/cm²)和泊松系数(μ)。另外,在薄片上,我们研究了由于应力作用使岩石产生的矿物残余变形特征。

研究工作是按照Speranskaya, 1967年提出的分类方案进行的,该方案是根据深度将鄂霍次克—楚科奇火山成因带,分为不同的相(深度相)。

浅成相的含锡岩体—我们研究了特列卡伊(Telekay)岩体,与白垩系喷出岩直接接触产出,尤尔廷(Iulten)岩体,它切割楚科奇中生代褶皱区的陆源沉积岩。奥姆斯克汗杂岩(Omsukchan Complex),包括列夫—奥姆斯克汗(Levo—Omsukchan)、内夫斯基(Nevskiy)和德涅普罗夫斯基(Dnebrovskiy)的侵入岩,被认为是次火山花岗岩相假设的梅特(Kheta)岩体的均匀包体也暂时归在这一类。次火山侵入斑岩的典型代表是楚科奇东边的阿姆根斯克(Amgensk)锡矿区小侵入体(爱鲁次克Eruttsk和内克斯 NeKs)(图1)



图1. 苏联东北部大地构造图上花岗岩类侵入岩的位置(根据V.F.Belov等人)。

1—西伯利亚地台；2—前瑞芬 (Riphean) 刚性地块；3—古生代固结地块；4、5—中生代维尔霍扬斯克—楚科奇地区褶皱体系(4)，产状平缓的维尔霍扬斯克杂岩区(5)；6—阿纳德尔—科里亚克晚中生代—新生代褶皱体系区；7—鄂霍次克—楚科奇火山成因带；8—褶皱的走向；9—研究的含锡花岗岩侵入体(图上的数字)：1) 德涅普罗夫斯基；2) 奥姆斯克汗；3) 内夫斯基；4) 特列卡伊；5) 尤尔廷；6) 7) 阿姆根斯克侵入体；爱鲁次克(6)，内克斯(7)；10—锡矿田(A—阿姆根斯克)

浅 成 相 侵 入 体

两个浅成相岩体(尤尔廷和特列卡伊岩体)主要属于早期造山运动的早—中白垩世辉长岩—闪长岩—花岗岩闪长岩组合(Voyevodin 1969; Zagruzina 1972、1973 等等)。根据Podolskiy(1973)，两个岩体第一次侵入的花岗岩中黑云母的绝对年龄分别是 12.9 和 13.1 ± 5 百万年(IGEM AN SSSR 实验室，K—Ar法，分析者M.M. Arakelyants)。当然表示花岗岩类岩体年龄，还存在不同的观点(Speranskaya 1967; Lugov 等人1972)侵入体各深度相面积达 900km^2 以上(特列卡伊)，其中，花岗岩占优势，花岗闪长岩和石英二长岩较少。

近来工作中，我们研究了尤尔廷西部的侵入岩，岩体位于楚科奇褶皱区的库克温(Kuekvun)复背斜上，复背斜轴部出露的是石炭系与二叠系岩石(Lugov 等人1972)。岩体主要由第一次侵入的粗—中粒斑状花岗岩组成，补充侵入主要是由细—中粒的清晰斑状花岗岩组成。

尤尔廷锡石—石英组合锡矿床内有一个清晰的析离体，它由中—细粒浅色次碱性花岗岩组成，位于地下小岩株隆起的顶部。有各种理由使我们相信，这种含锡花岗岩属于另一种组合，(晚白垩纪次碱性花岗岩)(Lugov 等人，1972; Zagruzina 1972, 1973)。这个组合岩石的绝对年龄是 $108-70$ 百万年。最大值，按S.F. Lugov, B.V. Makeyev等是 100 百万年；按I.A. Zagnuzina 是 85 百万年。

特列卡伊岩体位于楚科奇褶皱区鄂霍次克—楚科奇带的奇昂(Chaun)火山带北部边界附近。特列卡伊岩体花岗岩类切割被揉皱成北西走向斜褶曲的三叠系陆源沉积岩。关于接触变质作用和晚白垩世森诺曼阶—土伦阶喷出岩中均匀的花岗岩包体砾石的性质问题，到现在还没有一致的意见，因为岩体年龄的上限还没有用地质方法精确地定下来。特列卡伊岩体由第一次侵入的粗—中粒花岗岩和补充侵入的中—细粒浅色花岗岩以及细粒浅色清晰斑状花岗岩组成。据Voyevodin (1969)，岩体中最老的岩石是花岗斑岩。有意义的绝对年龄范围是 $131-30$ 百万年，岩体年龄数据的不一致表明特列卡伊岩体的构造是不均一的，将来有分出两种岩石组合的可能性。这里许多矿化显示和特列卡伊锡石—硅酸盐组合矿床都可能来源于晚白垩世次碱性花岗岩。

次火山花岗岩深度相侵入体(列夫—奥姆斯克汗、内夫斯基、德列普罗夫斯基和海特)属于晚白垩世晚期造山运动的次碱性花岗岩组合(Zagruzina 1972, 1973)。它们具次火山花岗岩组合类型的特征(据Kuznetsov 1964)，并认为这带的西南部分包括奥姆

萨克萨杂岩体 (Matveyenk 1957)。第一亚期粗中粒花岗岩的绝对年龄是 86—94 百万年，第二亚期细粒清晰斑状花岗岩绝对年龄是 83 ± 4 百万年 (Firsov 1962, Rub 1967, 等等)。所研究的奥姆萨克萨杂岩体切割扬内高里姆 (YanoKolyma) 中生界三叠系陆相沉积岩，后者形成火山成因带 (德涅普罗夫斯基) 的褶皱基底。奥姆萨克萨上覆盆地中有下白垩统磨拉石建造陆相含煤沉积。我们可以把它们与假设的海特大岩体花岗岩碎屑 (均匀的包体) 联系起来。海特岩体切割上白垩统熔结凝灰岩组合的基底部分的喷出岩层，沿着深断层带 (贝利吉萨阡) 的羽毛状断裂形成了奥姆萨克萨杂岩侵入体，面积在 $4-250 \text{ km}^2$ 之间 (德涅普罗夫斯基和奥姆萨克阡)，与以锡石—硅酸盐组合为主的锡矿化共生。(Lugov 等人, 1972)。

——次火山斑岩深度相 (近地表相) 侵入体爱鲁次克和内克斯侵入体属于紧挨地表结晶的深度相。它们形成于楚科奇东边克里皮托夫斯克 (Krestovsk) 火山构造洼地中。侵入体和锡石—硅酸盐共生组合矿床位于依尔姆 (El'mum) —阿姆根斯克深断层附近。近地表深度相含锡花岗岩类位于一个大的重力低等值线内 (爱鲁次克)，显然是由于造山运动末期断块隆起的结果。所研究的浅色花岗岩属于晚白垩—早第三纪次火山花岗岩组合系列的次碱性深成火山组合。花岗岩中黑云母的绝对年龄是 55 ± 5 百万年 (VIMs 实验室 K—Ar 法，分析者 A. I. Panteleyev)。受现代侵蚀作用出露的侵入体面积是微不足道的 (0.03 km^2) 根据磁力资料，在大约 100m 的深度，面积增加到 6 km^2 (爱鲁次克)。这些侵入体包括中—细粒等粒状或清晰斑状花岗岩、花岗斑岩并逐渐过渡到斑流岩。近地表的深度相花岗岩以其一系列的地质、岩石化学、矿物地球化学特征，显示出它与晚白垩世流纹质组合的喷出岩和熔结凝灰岩为同一岩浆源 (Podolskiy 等人 1973, Gorbotov 等人 1973)。

侵入岩的岩石学特征

第一次侵入的花岗岩中，我们研究了浅成相的深度。尤尔廷岩体的西部为粗—中粒斑状花岗岩。内接触带的斑状折离体，沿长轴长达 10mm，而在岩体中心部分，它们的数量和大小明显减少。基质由 2—4 mm 的颗粒组成。花岗岩含钾长石 (27—34%)、斜长石 (24—35%)、石英 (30—35%)、黑云母 (2—8%)。通常高有序度的钾长石和奥—中长石 (An24—32) 共生在一起，偶而在环带斜长石中心，基性程度增加到 An38。

尤尔廷岩体花岗岩中钾—钠长石有序度变化范围是 0.65—0.90。即高三斜度的正长石和中微斜长石一起出现 (表 1)。仅在伟晶岩阶段的分凝作用中 (块状带) 微斜长石才达到最大有序度。

花岗岩遭受了变形。残余塑性变形显示微弱。我们在一些斜长石晶体中注意了双晶 (图 2a)，垂

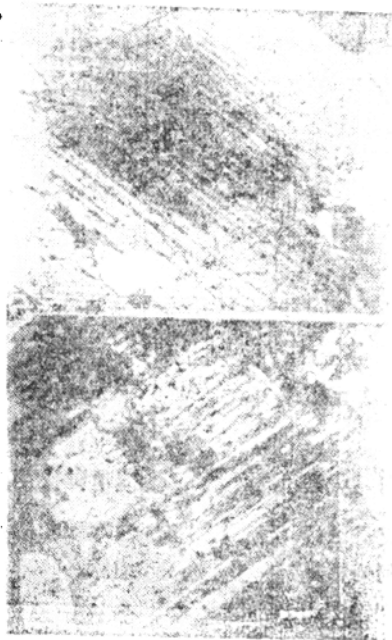


图 2 (a)

直〔001〕形成了新的双晶，许多晶体在塑性流动时形成了弯曲的形状，黑云母和斜长石的双晶结合线就可以见到这种弯曲的形状。而石英颗粒的特征是波状消光。

图2，尤尔廷花岗岩侵入体中的斜长石晶体。双晶(a)，双晶薄片沿着解理缝位移(b)×30正交偏光。

表1 钾长石的有序度 (据红外线资料)

侵入体的地点	深度相	岩石	钾 — 钠 长 石	
			有序度 (据红外线分光法的数据)	变 种
尤 尔 廷	浅 成 相	第一次侵入粗—中粒花岗岩	0.65(1)*	高三斜度正长石
		补充侵入粗—细粒花岗岩	0.91(1)	中微斜长石
		伟晶岩分凝体 (伟晶岩交生带和块状带)	0.8—0.9(2)	,
			0.9(1)	,
			1.2(1)	隐格状最大微斜长石和微斜一条纹长石 (钠长石50—60%)
特列卡伊		第一次侵入粗—中粒花岗岩	0.8(1)	中微斜长石
		补充侵入清晰斑状花岗岩	0.75—0.85(2)	中微斜长石—中三斜度正长石
爱鲁次克	次大山侵入斑岩相	清晰斑状花岗岩和花岗斑岩	1.1(1)	中微斜长石和隐格状微斜长石边界线上 (钠长石20%)
			1.2(1)	在隐格状微斜长石和微斜条纹长石边界线上
爱鲁次克矿床		安山玢岩后的角闪岩中石英—长石成分细脉	0.75(1)	中三斜度正长石
内 克 斯 皮肯区段 (阿姆根斯克锡矿田)		清晰斑状花岗岩和花岗斑岩	0.95—1.05(2)	中微斜长石
		含毒砂和锡石的石英—长石细脉	1.1(1)	在中微斜长石和隐格状微斜长石边界线上 (钠长石20%)

注：由A. MPodo'lskiy收集样品，1973年在IGEM AN SSSR的红外线分光实验室分析，按Kurnetsova方法(1971)，分析者M.S.Gasoyon。*样品的数目

在花岗岩的各晶体中,脆性裂隙显示较为强烈,主要是解理缝在适当的位置过渡成滑动裂隙。石英颗粒中(图3a)由于滑动引起的扰动最为明显。

而在斜长石中(图2b)常常减少。从裂隙发生的一瞬间,直到连续的矿物裂成许多碎块,追踪其发育的全过程,石英中可以看得特别清楚,在最初的一瞬间,气液包体堆积在最大的滑动应力平面中,并形成亚平行的链状缺陷(图3a)。其后,随着连续裂隙的形成,缺陷好象合并消失。如果这应力足够大,裂缝的宽度增大,随着小的位移和裂隙两壁压碎,颗粒便裂成碎块。这样,由于压碎物质的损耗,滑动裂隙变得比较宽。沿着粒间接触处,还有小规模的挤压位移(图3b)在许多石英颗粒中的滑动裂隙旁,我们可以观察到链状的气液包裹体互相交叉。这一事实表明在花岗岩侵入体侵位过程中,应力状态随着主应力方向的改变而受变化,(图3a)

浅色花岗岩的物理性质,一般是十分均匀的。整个侵入体的密度值范围是 $2.55-2.62\text{g/cm}^3$,平均值是 2.58g/cm^3 (表2)。孔隙度的变化范围是 $1.09-1.78\%$,平均值是 1.46% ,在所研究的花岗岩中,这是最低

值。这些数据表明浅色花岗岩是成分变化小的浅成条件下形成的典型花岗岩。同时,花岗岩的 V_P 值却明显地变化,分散范围在 $3.02-5.29\text{km/sec}$ 之间,平均值是 3.85km/sec 。值的分散范围表明,花岗岩在深部条件下,经受了构造作用,它没有因巨大的“拟准压”(gussi—overall pressure)而导致孔隙度增加,而是由于滑动应力的发育显示出 V_P 减小。扬氏模量比较小,平均值为 $3.71 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ 更加证明了这一点。

在特利卡伊侵入体中,第一次侵入的花岗岩由粗—细粒的岩石组成,其成分特征是微斜长石占优势, $35.7-37.1\%$ 以上;奥—中长石 $19.5-26.7\%$,石英的数量增加到 $33-38\%$,黑云母含量低, $4.6-5.3\%$ 。钾长石是中微斜长石,在有些地方是中三斜度正长石,有序度从 $0.75-0.85$ (表1)。

特利卡伊岩体的花岗岩遭受了变形,并形成裂隙,大多数被黑云母充填封闭(图4)。花岗岩结晶晚期,封闭了已经形成的显微裂隙,所以没有导致孔隙度的增加,侵入体的孔隙度平均为 1.45% 。虽然变化的范围($0.76-2.50\%$)比尤尔廷侵入体大。这种花岗岩中的残余变形显示较少,表现为P波速度的增加,平均为 4.24km/sec 以上,扬氏模量增加到 $4.0 \cdot 10^5 \text{kg/cm}^2$ 。

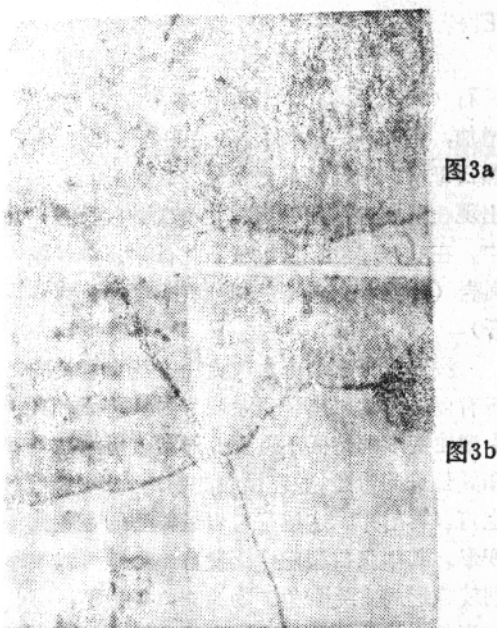


图3: (a) 尤尔廷花岗岩侵入体中石英滑动裂隙旁气液包体链互相交叉, $\times 30$, 正交偏光;

(b) 尤尔廷花岗岩侵入体中,沿石英长石粒间接触处的挤压位移。 $\times 70$, 正交偏光。