

全球地质对比与我国早前 寒武纪地质演化

张秋生

(长春地质学院)

地球科学在进入70年代以来,一些重大理论问题的解决,无不依靠全球大陆及海洋资料,地下深部及地外行星资料,由此建立起来的全球构造演化模式较为合理的解决了显生宙以来地球表面的各种地质事件的发生和演化。

早前寒武纪地质学的研究,无论从地球科学的基础理论上,还是从它的经济意义上都是极其重要的,这是早已为大家所知的。但是现代建立起来的全球构造演化模式,它在时间上的适用性是有限的?还是无限的?尤其对早期地球的地质构造历史演化的适用程度问题,一直是众所瞩目的。

一九七五年,在英国召开的“地球早期的历史”会议及其后出版的《地球早期历史》(《The early history of the earth》1975);《太古代》由G.J.H.Mccall主编(《The Archean》1977);《北半球前寒武纪》(L.J.Salop著1977)《奥长花岗岩、英安岩及其相关岩石》(由F.Barkar主编1979)等有影响的专著,在论述这些问题上都是颇有价值的。国际地科联(I.G.U.S)下属的国际地质对比委员会(I.G.C.P)在1980年的62个项目中,有关前寒武纪就有8个项目:活动带前寒武纪的对比(第2项);晚期褶皱带中的前寒武纪(第22项);前寒武纪—寒武纪界限(第29项);前寒武纪成矿作用(第91项);太古代地球化学(第92项);西非与东部巴西前寒武纪对比(第108、144项);上部前寒武纪对比——地层(第118、99项)。前寒武纪外生作用(第160项)。由此可见,前寒武纪地质的研究是多么重要,而且吸引了很多地质学家从事这一项工作,同时还可看出在这一领域中存在问题的广泛性。

早前寒武纪一般是指1900Ma为上限至地球的初始时期,在我国过去惯称为“前震旦”。无论是国外还是国内,这一时期或这一地质背景上盛产金、铁、铬、镍,镁、硼,铜硫,铀和石棉等。而这些问题的解决,都不能脱离邻近地区,甚至全球性的地质对比,更何况人们已深刻地认识到:“地质时代越老,地质产物的类似性越大;反之,地质时代越新,地质作用越加复杂,其岩相差异也越大”。

前寒武纪地质当前面临的主要问题是:岩层的对比及地质构造旋回的建立;变质作用和岩浆作用;构造形态及构造单元模式和矿化作用及其分布。

每个地质单元的形成及其包括的内容与两个单元间的地质构造作用产物是有明显区别的,而且所提供的年龄记录性质也多种多样,相当复杂,不充分估计到这一点,将很难确定它们的时限(表1)。因为一个地区的前寒武纪地质构造运动历史的确定和研究,必须从

表 1 前寒武纪地质单元与地质构造运动的关系

Table 1. Relations between Precambrian Geological Units and Tectonic Movements

地质单元 与地质构造运动	地质作用性质	年龄纪录类型
Pt ₂	Pt ₂ 时期岩层形成及其同生矿化, 受构造单元控制, 一般火山作用大于岩浆作用	Pt ₂
Z	区域性 Z 期变质作用、岩浆侵入、构造形变及其矿化作用时期岩层形成及其矿化作用	Z、Y/Z、X/Z、Z/Pt ₁ 、Z/A ₂ 、Z/A ₁
Pt ₁	Pt ₁ 时期岩层形成及其同生矿化受构造单元控制, 一般火山作用大于岩浆侵入	Pt ₁ 、Z、Pt ₁ /Z
Y	区域性 Y 期变质作用、超变质作用、岩浆侵入、构造形变及其矿化作用	Y、Y/Z、Y/A ₁ 、Y/A ₂
A ₂	A ₂ 时期岩层形成及其同生矿化, 一般火山作用为主, 相伴少量岩浆侵入	A ₂ 、Y、Z、A ₂ /Y、A ₂ /Z
X	区域性 X 期变质作用、超变质作用、岩浆侵入、构造形变及其矿化作用	X、X/Y、X/A ₁ 、X/Z
A ₁ 及 P. A.	A ₁ 时期古壳岩的形成及其同生矿化, 相伴岩浆侵入及火山作用 (包括了前太古代花岗岩壳的形成, 但因从未封闭, 故年龄与 A ₁ 不易区分)	A ₁ 、X、A ₁ /X、Y A ₁ /Y、Z、A ₁ /Z

(年龄纪录类型: 假设显生宙以后, 再无迭加变质情况下的“年龄”类型, 其中 Z/Pt, X/Y 等是指该二种作用的中间值, 不具有年龄意义, 即所谓中性年龄。)

不同的地质记录入手, 那么全面分析地质单元和地质构造运动的关系及每项地质记录的真实含义是什么? 它是地质单元抑或是地质运动产物? 而所保留的年龄记录也应一一弄清它的类型之后, 综合地对地质单元或地质运动进行标定, 才会有最佳效果。

早前寒武纪岩层的全球区域性地质对比是解决任一地区早前寒武纪地质问题的必要条件, 这不仅是出于交流, 而且它们在远古代的一体性是一个重要原因。通常采用同位素年龄方法, 古生物学方法及地质学方法进行全球对比, 除了古生物学方法中某些问题尚待研究外, 另外两种方法还是当前运用的主要方法。

太古代地核 (>2500Ma) 甚至包括下元古代的基底, 在全球范围成片出露的地区多为块体状。它们在劳亚古陆和冈瓦纳古陆上分布如图1。由图可见, 在了解全球早寒武纪地质规律时, 基本上可由下列地区代表:

北半球

北美区: 加拿大苏必利区经东部拉布拉多区至格陵兰区

东、北欧区: 苏格兰 (西北部), 波罗第海区及乌克兰区

东亚区: 阿尔丹区, 中国及印度南部区

南半球

西南非区: 津巴布韦南非地区, 也包括马达加斯加地区

西澳区: 澳大利亚西部也包括塔斯马尼亚区某些地方

南美区: 巴西的某些地方

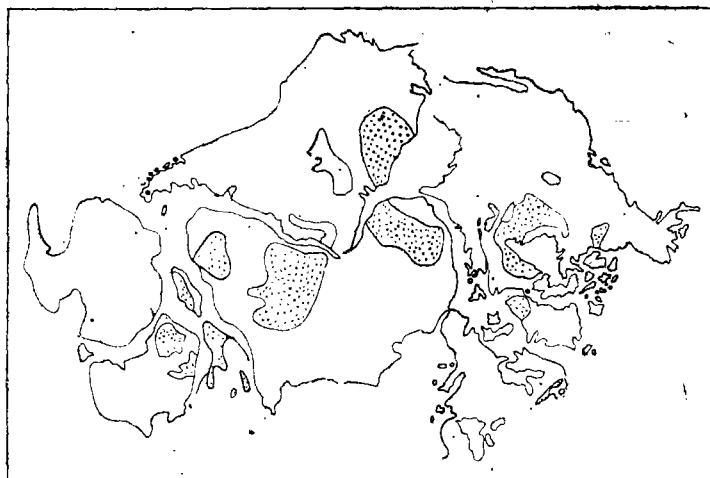


图 1 劳亚古陆和冈瓦纳古陆的大陆漂移前的太古代地核分布图

(B.F.Windley and D.Bridgwater 1977)

Fig. 1. Map showing the distribution of the Archean earth's nucleus prior to the drifts of the Laurasia and Gondwana.

一、下太古代 (A_1) 及前太古代 (P.A)

(>2800~3000Ma及>3500Ma)

地球从4600Ma形成以来, 它的初始状态被认为是热状态的, 而冷却经历了一个很长时间。据 G.J.H.Mccall (1977) 资料认为, 地球表部的冷却终点是3500~3800Ma。而且还认为一直到那时为止, 地球的壳状分异导致形成地核、地幔及地壳方才基本完成。所以有人特别强调3500Ma事件, 并主张定为太古代与早元古代的分界时限 (L.J.Salop 1977)。但是前太古代与太古代界限不很清楚, 还不能很准确的区分, 故本文中未将两者明显区别。

典型岩石组合

具有极其特征的岩石组合被称为花岗岩—绿岩地体。过去曾称花岗岩—片麻岩杂岩。它是由两部分岩石系列组成的。在分布面积上占主体 (有时可达80%以上) 的是奥长花岗岩 (Trondhjemite), 旧称花岗片麻岩, 也称云英闪长岩。又由于它具有片麻理和明显的黑白相间条带又称混合岩或奥长混合花岗岩。属低 K_2O 型, 而且 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 也较地壳为低, 基本上近于上地幔 (J.Sutton等1977)。杂岩的大部分地段, 其岩石化学成分梯度变化都较大。

大规模的岩浆活动, 一般都发生在地质构造运动期, 也就是3500Ma前后, 但对下太古代来说, 在此期以前的花岗岩在某种意义上可代表原始地壳岩, 这就是大量分布的片麻状花岗岩。这些片麻理化前的花岗岩年龄可高达4100Ma (Mccall 1977)。它可以是前太古代杂岩的一个主要组成部分, 而真正比它更老又唯一可靠的岩石是呈包体状基性、超基性岩块, 至于其中的残留体 (片麻岩) 与其关系是一个待查明的问题。

另一部分则是由层状岩石组成的。主要由四类岩石组成 (B.F.Windley 1977), 它们是: 基性斜长角闪岩—基性辉石斜长角闪岩; 豆荚状、席状或岩墙群状超基性岩体; 富铝层状岩石 (可出现堇青石、矽线石、石榴石、黑云母、石墨片岩、片麻岩甚至夹有大理岩、石英岩) 和厚层的紫苏黑云片麻岩。有人将其称之为原生绿岩。就全球角度看, 这套岩石的区域变质作用属饱和型, 无论它出现在北半球或南半球几乎在前述六大地区无例外的遭受了区域变质作用。但也有报导南非斯威士兰的某些岩石为未变质的火山岩, 它的年龄为3600Ma, 但据目前资料, 它只相当于该地区的上太古代。而据 J.V.Hepworth 的报导, 在非洲乌干达, 坦桑尼亚及斯威士兰的绿岩带 (A_2) 之下, 都有相当于麻粒岩相的这两套古老变质杂岩。而 Wernick (1980) 报导巴西的上太古代绿岩带之下, 也有一套麻粒岩。至于北半球, 无论是北美, 东、北欧或东亚区, 它都是迄今为止, 被认为是最古老的基底杂岩, 而且无例外的都是遭受了区域变质作用。

它们的变质程度多相当于麻粒岩相至高级角闪岩相, 而大多相当于中—低压相系的高温相 (B.F.Windley 1977)。紫苏辉石片麻岩 (或麻粒岩) 的大片出露是此期变质作用的特征, 但其年龄多在超过2800Ma。较新麻粒岩虽亦有发现, 但为零星分布, 远不能与此对比。

变质作用强度的递变性不明显, 一般情况下, 不易再划分变质带, 即使存在变化, 但其变质强度的演化趋向也是极为不规则的。特别值得指出的是, 由于晚期变质作用的迭加, 其有明显的区域退化变质作用, 以至很难查明和恢复原变质矿物相, 甚至变质时代也发生变化, 这就是目前查找此期年龄的困难因素之一。以理论上来说变质作用的地质年龄应是3500Ma和2800Ma前后。遭受变质作用的原岩, 应属于下太古代, 尤其原岩成分与上太古代绿岩带极为相似, 更得到证明。

奥长花岗杂岩与原生绿岩谁老谁新的争论由来已久, 由于奥长花岗岩中常见有层状岩石的包体及具明显的侵入现象, 从而认为最古老的岩石应该是层状基性火山岩 (V.R.McGregor 1979)。另一种看法是凡层状岩系的底部岩层又多分布在它的两侧, 紧靠花岗杂岩及其它综合特征, 认为最古老基底应该是花岗杂岩 (B.F.Windley 1977, D.Bridgwater 1979)。持此观点最难解决的一个问题是几乎所见到的花岗杂岩大多以侵入形式与层状岩石接触, 为此Windley (1977) 编制了一个表示绿岩与奥长花岗杂岩接触关系的理想剖面图 (图2)。

绿岩带边部所见到的侵入接触关系是由于晚期花岗岩侵入造成的一种假象。当然, 由

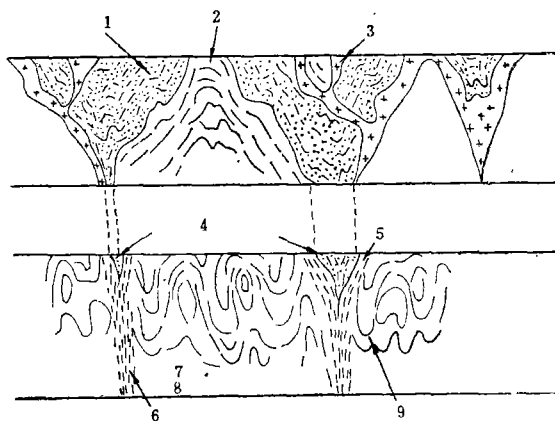


图2 太古代杂岩在浅和深部的理想剖面图

(B.F.Windley 1977)

Fig. 2. Idealized section of Archean complexes in shallow and deep levels of the crust.

1—绿岩带; 2—基底片麻岩穹窿; 3—侵入到绿岩带中的晚期花岗岩; 4—绿岩带的根部带; 5—基底片麻岩边缘混合岩带; 6—线形构造带; 7—最老地质年龄; 8—最年青的放射性年龄; 9—高级带, 基底卵形构造带。

表 2. 前太古代、下太古代的同位素年龄数据表 (主要的)

Table 2. Summary of Isotopic Age Data of the Pre-Archean and Lower Archean

北 半 球	北美区					
	1. 美国米尼苏达	Montivides 片麻岩	3550	Rb/Sr		Goldich (1970)
	2. 西格陵兰	Amitsoq 花岗片麻岩	3980 ± 170	Rb/Sr	} O. I. G. L. (1971)	
		Godthaab 花岗片麻岩	3620 ± 100	Rb/Sr		
		Fiskenaeset			} Evensen	
		花岗片麻岩	3600	Rb/Sr		
		麻粒岩	2900	Rb/Sr		
	3. 加拿大	拉布拉多 麻粒岩	2850 ± 10	Pb/Pb		O. I. G. L. Bridgwater (1973)
		片麻岩	3400—3600	Rb/Sr		
	东北欧区					
东 亚 区	4. 苏格兰	苏格兰片麻岩	2900 ± 100	Pb/Pb		Moorbatb (1969)
	5. 北挪威	麻粒岩	2800 ± 85	Pb/Sr		Heier (1969)
	6. 乌克兰地块	Yamburg 混合岩	3500~3600			Semenenko (1967)
	7. 苏联阿尔丹	麻粒岩	3300 ± 200	Pb/Pb		Rudnik (1969)
	8. 印度南部	老片麻岩 (麻粒岩)	3065 ± 75	Rb/Sr		Crawford (1969)
南 半 球	西南非区					
	9. 斯威士兰	角闪片麻岩	3340	Rb/Sr		Allsoop (1969)
		花岗闪长片麻岩	3440 ± 300	Rb/Sr		Allsoop (1962)
	10. 塞拉利昂	辉石麻粒岩	3000	Rb/Sr		Hurley (1968)
	11. 津巴布韦	片麻岩	2900	Rb/Sr		Stowe (1977)
	12. 南非斯威士兰系片岩		3375 ± 20	Rb/Sr	Hurley	1972
			3365 ± 100	u/Pb		Burger 1969
	13. 南非无花果树岩系		2980 ± 20	Rb/Sr	Allsoop	1968
	14. 津巴布韦伟晶岩 (侵入绿岩带)		3370 ± 70	K/Ar	Vail	1969
	西澳区		2800			
南 美 区	15. 澳大利亚西部	伊尔岗地块片麻岩	~3100	Rb/Sr		Arriens (1971)
	16. 圭亚那	Imataaca 片麻岩、麻粒岩	3000			Hurley (1968)
	17. 巴西	麻粒岩	3000 ± 100			Wernick (1980)

于晚期地质构造作用的影响,致使发生塑性分异底辟式侵入等重新定位(Reemplacement)作用也可解释这种“既老又新”的现象。此问题是当代前寒武纪地质学的一项未解决的难题,因此,在目前笼统的称之为花岗岩—绿岩地体、下太古代或前太古代。

同位素地质年龄资料

前太古代及下太古代的花岗岩—片麻岩杂岩及麻粒岩体的同位素年龄问题,一直是地质学家所关注的地质问题之一。列表2分区介绍。

从表2可见,前太古代岩石中年龄记录应有七种类型,从年龄测定的方法来看,主要是以Rb/Sr法为主,所以它们的年龄主要应该是 x ,也即3500Ma左右。又以花岗岩—片麻岩系具有某种全球的相似性,大致可将六大地区的数据统一考虑,定其为系主要遭受2800~3000Ma影响而形成的一套岩石组合是完全可以的。但还必须作如下具体分析:

前太古代中花岗岩有两个保存较好的年龄,南非无花果树群的花岗岩砾石的年龄为4000Ma(G.J.H.Mecall 1977)及斯威士兰群中花岗岩为4100Ma(同前),是代表它们的原始年龄。

而下太古代花岗岩产生片麻理化后的年龄则分别为3600, 3500~3600, 3440Ma及2800Ma两组数据,则有两个可能的解释:古老花岗岩遭受3500Ma及3000Ma热事件的重熔再侵入年龄或同构造期花岗岩事件的年龄。

至于麻粒岩年龄主要2800~3000Ma,它们往往与同区的紫苏花岗岩年龄相近,较合理的解释应该是:它们的形成是处于热事件的结果,而其原岩多为绿岩带成分却可证明。它们是早期绿岩带遭受变质作用产物,与此同时,古花岗岩体也发生了重熔。

由此可见,南半球,尤其南非地区,在发生2800~3000Ma麻粒岩相区域变质作用时,是处于一种不饱和状态。

基底构造形态

由片麻状花岗岩和花岗片麻岩的片麻理所构成的褶皱构造是极其特殊的,区域上片麻理的分布是极其复杂的,基本上没有定向性,也并不按某种应力场展布,具明显的塑性形变特征,因而石香肠,平卧褶皱等常见。值得注视的是几乎不存在大型同期断裂构造。从更大区域上,它具有明显的卵形褶皱群特点,每个褶皱穹窿直径可达10~20km至100km以上,这

在阿尔丹地块和津巴布韦地区是很明显的(图3)。这种形状的褶皱构造,只存在于前太古代,可能与地球初始时期冷缩拉伸作用有关,似不受外加的水平或垂直压力作用影响,目前只能在地外行星上见到类似形态,但月球上的圆坑状群还被认为系陨石冲击的结果。

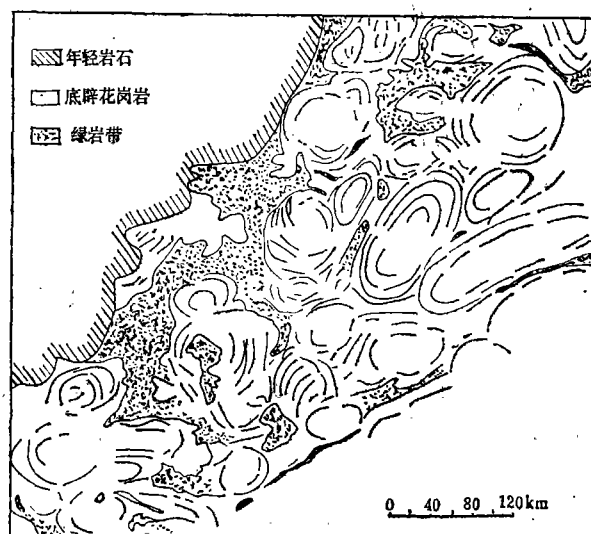


图3 津巴布韦地区下太古代杂岩中的卵形褶皱群 (Glikson, A.P. 1975?)

Fig. 3. Ovoid fold swarm in the lower Archean complexes in Zimbabwe.

但是,这种极为特征的区域性褶皱群的大规模出现,仅限于下太古代及其以前,其后未有再现过,所以它可成为划分和识别古老杂岩的一个可靠标志。

矿化作用特征

下太古代中矿产有铁、石墨、铬、高铝矿物、天青石等。

铁矿有:暗色岩—斜长角闪岩—石英岩型(如瑞典北部、乌克兰、阿尔丹某些片麻岩中铁矿床);磁铁岩—硅质岩型,多呈浸染状及致密块状矿石(如加拿大安大略及魁北克,美国涅瓦达俄怀明,乌克兰等地麻粒岩中铁矿);与变基性岩—碳酸盐岩同生的磁铁矿床,常见有交代特点(如阿尔丹等地区麻粒岩中铁矿床等)。这些铁矿体多与火山岩伴生,一般品位不高,矿石中矿物成分极为复杂。由于它处于高温相变质环境,所以富铁矿物与硅酸盐矿物常发生反应,产生一些特殊的富铁(镁)硅酸盐矿物。矿体形态复杂,具有塑性变形特点,而且矿体多在强变质期重新定位,所以褶皱控矿是它的一个重要特点,原层矿体多分布在褶皱的膨胀部位。

矽线石刚玉矿床产在富铝片岩、片麻岩中,有时与紫苏花岗岩有关,可能与花岗岩化成矿作用有关。而石墨片麻岩和大理岩也是很有经济价值的(诸如美国、加拿大和苏联)。

铬矿床是近几年在格陵兰西部基性片岩,片麻岩中发现的,具有明显片麻理的片麻岩经原岩恢复,确认系古老超基性岩、斜长岩的变质产物,条带状铬铁矿完全平行于片麻理,是重新定位的产物。东非津巴布韦 Selukwe 铬矿的成矿年龄是 3400Ma。

天青石矿床产于大理岩中。常与硅镁石、辉石、黄铁矿及方解石共生,是目前加拿大贝芬岛著名的矿床。这种矿物是含有 Na_2S 和 Na_2SO_4 的铝硅酸盐。

侧分型脉石英(水晶)、云母矿床,规模虽不太大,但较普遍的分布。

此外还有磁铁岩中金矿床,与基性火山岩有关的铜矿床(加拿大 Keweenaw 型),澳大利亚布罗肯山铅、锌、银矿床和浅色麻粒岩中金红石矿床等。

二、上太古代 (A_2)

(3000~2500Ma 或 2800~2500Ma)

地球上保存较好的、较古老的条带状分布的火山岩—沉积岩系列,是在上太古代时期。但它的初始形成是在下太古代。所以 Salop 等认为它应该是元古代的下部。

典型岩石组合

它是由一套沉积岩—火山岩系列所组成。目前地质学家们习惯的称之为绿岩带 (Greenston)。它的下部常常是以沉积岩为主,含有火山岩。最底部是长石砂岩并有基底砾岩不整合在下太古代或前太古代之上。在南非无花果树群的底砾岩中,发现有 4000Ma 花岗岩的砾岩,这种基底砾岩在北半球少量出现。而且整个岩系的下部常常全部缺失。中部底部是基性超基性岩,其上是非常厚的火山岩,是由多种基性、酸性火山岩交替而成的所谓双峰式系列,并夹辉绿岩床。有时则为枕状熔岩、细碧岩—角斑岩,上部常伴有次火山岩体的砂岩、砾岩和泥岩,通常还有钠长花岗岩斑岩、斜长花岗岩斑岩和花岗闪长岩脉的分布。它是绿岩带的主体,有人将其作为三位一体介绍过,在此不另述。上部以碎屑岩为主,并

夹有火山岩和凝灰岩。它与上覆下元古代, 无论在北半球或南半球都可发现角度不整合现象。

科马提岩 (Komatiite) 是它的特征性岩石, 是中部岩系中最为常见的伴生岩石。它实质上是一套超基性熔岩, 相当于大洋拉斑玄武岩, 但含镁高 (MgO : 30.6~40.0%), 高 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, 高含量 K、Ba、Sr、Zr、Y, 低含量的 Al、Ti 及 K/Rb。

南非斯威士蓝绿岩带由三大岩石系列组成; 下部是基性超基性火山岩组成, 还有一些斜长岩, 其中一些岩石成分相当于科马提岩, 中部为旋回拉斑玄武岩、英安岩、流纹英安岩、流纹岩及火山角砾岩组成, 并伴有硅质岩、石灰岩及泥岩; 上部是一套沉积岩, 相当于优地槽的浊流沉积 (硬砂岩、泥岩、磁铁石英岩, 其中夹有粗面安山岩流和角砾岩)、顶部为磨拉石建造。有人认为它缺失了下部某些岩层。

必须指出, 北半球大部分地区由于遭受变质作用, 大多已变为斜长角闪岩, 角闪片岩及各种变粒岩, 上述岩性可通过原岩恢复方法获得。

从全球角度来看, 区域变质作用属非饱和型。因此变质作用的发生是在岩相物质形成之后, 由于各个地区的地质历史发展并非均一, 所以变质作用发生的时期也并非一致的。

2800~3000Ma 前后伴随着具有麻粒岩相的区域变质作用之后, 在有些地区普遍发生一次斜长花岗岩的侵入, 这主要发生在北半球, 相伴产生一些伟晶岩, 似可成为上太古代岩系的下限。北半球另一次钾质花岗岩的侵入发生在 2500Ma, 具明显的混合岩化作用, 它们多受古老断裂控制。这两期花岗岩发育地区里, 不仅破坏了以前的一系列接触关系, 而且较其古老地体多呈大小不一的包体, 杂乱的分布在一些不太大的区域内, 恢复原产状在此情况下几乎是不可能的。

同位素地质年龄资料

上太古代绿岩带—花岗岩的同位素年龄是该时期建造的年龄记录, 变质年龄记录和岩浆侵入年龄记录如下:

北 半 球	北 美 区				
	1. 加拿大 Yellowknife 群	2650	u/Pb	Green	1971
	2. 加拿大 Superior 区	2750	u/Pb	Hert	1969
	东 北 欧 区				
	3. 芬兰西部侵入绿岩带花岗岩	2775—2720	u/Pb	Tilton	1968
	4. 芬兰西部侵入绿岩带花岗岩	2800	u/Pb	Bibikova	1964
	5. 苏联 Gimola 群斜长角闪岩	2750—2830	K/Ar	Gerling	1965
	6. 西格陵兰钾质花岗岩	2530		Mcgregorh	1979
东 亚 区	7. 阿尔丹片岩	2800	K/A	Pichamuthu	1971
	8. 印度南部 Dharwar 熔岩	2345 ± 60	Rb/S	Crawford	1969
南 半 球	西 澳 区		Rb/S		
	9. Kalgoorlic 绿岩	2600~2700		Turck	1971
	10. 波尔巴拉地块	3050		Goodwin	1968
	南 美 区				
	11. 巴西绿岩中片岩	2900~2700		Almeida	1980

实质上这些年龄数据是包括了绿岩原岩年龄 (或未变质年龄), 变质年龄及同构造期火

成岩年龄。

从绿岩带整体来看,在南非的未变质原岩年龄最大值在3400Ma或3500Ma前后,其上限一般不超过2500Ma。

北半球和巴西的绿岩变质年龄大多在2800~2500Ma左右,至3500Ma中间有一个间断,而麻粒岩时代以2800~3000Ma为最主要。但据Nagy Bartholomew等1980年报导,在格陵兰西南部3800Ma年龄岩石中发现了同期碳氢化合物,是否说明它的下限要比3500Ma更老?由此可见,北半球下太古代的变质杂岩不过是早期绿岩遭受麻粒岩相变质作用的产物。北半球绿岩带中的底部大多被约3000Ma时期,与紫苏花岗岩同期的重熔岩浆—变质作用所影响造成麻粒岩,而剩下的绿岩与其后继续堆积的绿岩一直延续到2500Ma左右,遭受另期变质的产物,正如Krishnan (1960)报导的印度南部Dharwar岩系(绿岩带)

中存在着不整合是一致的。

基底构造形态

绿岩带的分布基本上受前太古代的卵形褶皱群形态控制,呈极不规则的线型,环绕古老褶皱穹窿分布,并开始出现深断裂。绿岩带的基底地貌被认为是地球早期活动带造成的沟槽(geosynclinal troughs),深而窄为其特征,一般长/宽可达10:1,而边部往往比中心部变质强度大(图4)。绿岩带的形态分布与显生宙以来的线型带状是有根本区别的,但它又不同于地球初始状态,显系一种过度类型,因为在其后的地质年代中,从未再现过,所以它具有极为重要的特征性。

矿化作用特征

绿岩带中矿产种类达20种以上,有许多专文报导,兹仅选铁、铜硫化物等矿床作一补充介绍。

铁矿主要是磁铁石英岩类型,铁矿层常与非常细的火山岩、凝灰岩及熔岩伴生,

加拿大矿床学家格罗斯(G.A.Gross 1972)称其为阿尔果马型(Algoma)。这种铁矿的原始形成受古火山中心远近所控制的。近火山为碳酸盐相,并往往与块状硫化物铜矿床呈有规律的相变关系。远火山相铁矿床为氧化物相,多半与基性火山岩有成因关系。此外还有金矿床,它或产在多金属矿床中或与熔岩有关(加拿大)。

凡是处于已经变质了绿岩带中,矿体的形态富集都受同期褶皱所控制,矿体多已重新就位,所以褶皱膨胀部位往往是直接寻厚层矿体、富矿体的良好部位。有时由于变质褶皱轴较陡,即使原层状矿体也变成了矿柱,这是重新定位的结果。

据Leo.J.Miller的资料(1980),一些著名矿床的地质时代如下:

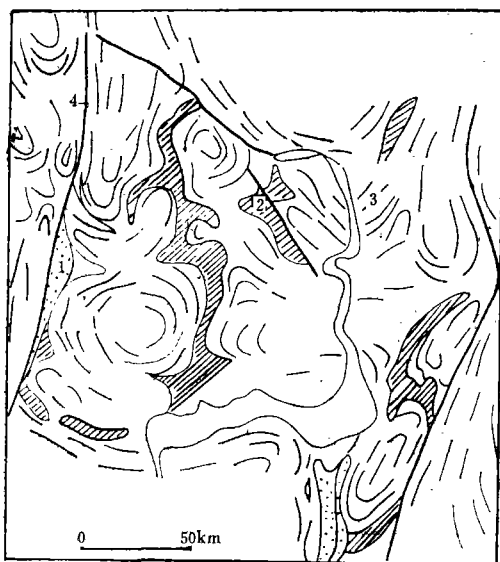


图4 乌克兰地块的绿岩带形态(Kalyaev 1965)

1—下元古代; 2—上太古代绿岩带; 3—下太古代及前太古代花岗岩麻岩、“活化”在上太古代至下元古代; 4—大型断层

Fig. 4. Configuration of the greenstone terrane of the Ukraine massif.

澳大利亚(南半球) Kambalda Ni 2700Ma

加拿大(北半球) Lzok Lake Cu—Zn—Ag 2600Ma

三、下元古代 (Pt_1)

(2500~1900Ma)

下元古代的时限有些争议, 下限可为2500Ma, 而上限为2000~1900Ma。在这一时期开始出现了大量迭层石和微植化石。

典型岩石组合和岩相

地球上初次出现了地台型及地槽型堆积, 因而它的岩石组合是相当复杂的。

地台型堆积在卡路利阿(Karelian)区并不十分厚, 而变质也轻微, 它们是由石英岩, 基性侵入岩和大气及水下熔岩组成的。在乌拉尔区大约厚仅500m, 岩性为灰—黑色泥板岩和泥质砂岩, 常夹有薄层白云岩及粉色砂岩。在加拿大西北部地台型堆积称为Great Slave Supergroup, 它是由2500~3000m厚的沉积岩组成的, 仅发生轻微形变和变质, 由上而下在Wilson Island地区剖面是:

- | | |
|-------------------------|------------|
| 1. 长石石英岩夹有砾岩、泥质砂岩和少量白云岩 | 厚250~1500m |
| 2. 含迭层石、灰质结核白云岩 | 厚300m |
| 3. 长石石英岩, 底部有时有白云岩层 | 厚350m |

下元古代时期的地台型堆积与其后各个时代地台类比的较大差别是: 它的伴生火成岩较多, 遭受区域变质作用和强烈形变及大量带状辉长岩的侵入。在有些地方, 顶部还见有“石煤”。交错层及波痕也是常见的。

冒地槽也是地球上首次出现的, 它们往往分布在古地块的边部, 厚度大, 变质程度也高些。他们常见有似复理石及韵律式海进、海退堆积特点。它的下部建造分布不普遍, 受海岸边缘控制, 形成陆缘碎屑夹火山岩, 常富含碳质物, 而且常见有基性火山岩帽盖在沉积物之上。

优地槽沉积较多分布在远离古地核的边缘带, 芬兰西部Tampere群和瑞典南部Larsbo—Melar群都是较为典型的, 它们是由一些厚的变质杂砂片岩夹基性和中性变质火山岩, 还见其不整合在变粒岩、老花岗岩之上。在加拿大拉布拉多地区下元古代优地槽主要是由沉积—火山岩系所组成, 在其顶部则变为厚层枕状熔岩, 与其伴生还有辉长岩及辉长岩—辉绿岩岩床。

从全球角度, 大致相当于2000Ma期区域变质作用是不饱和的。从北半球来看, 它属饱和型, 但多属中压—低压相系, 低级角闪岩相至绿片岩相。变质作用呈带状分布, 而常在褶皱带内部为角闪岩相, 外侧为绿片岩相, 变质程度具递变特性, 有一定方向变质带常常可以分出4~5个带。

花岗岩浆比较成熟, 因此受断裂构造控制的富钾质花岗岩侵入, 并相伴辉长岩体侵入, 在岩体边缘或有边缘混合岩化现象, 或有接触变质—低压相系变质矿物共生的出现, 产生红柱石、堇青石角岩带。侵入其中的环斑花岗岩(Rapakivite)一般年龄较新。大多在1600~1650Ma左右。

同位素地质年龄资料

东、西欧地区

1. 苏联的西北部

下元古代 Segozero 群

基性熔岩	2500	K/Ar	Svetov	1972
冒地槽同期花岗岩	1900		SaloP	1971
同期辉长辉绿岩墙	2000 2150	K/Ar	Sakko	1971

2. 苏格兰

同期花岗岩 1900~2100

3. 斯堪的纳维亚

下元古代白云岩 2150 ± 60 Pb/Pb V. S. E. G. E. I.

侵入其中花岗岩	1900	u/Pb	Kosovo	
	1800	K/Ar		1966

东亚区

4. 苏·萨彦岭东部

下元古代建造 1900 K/Ar

侵入花岗岩 1900 Rb/Sr

5. 苏·远东

下元古上部熔岩 1745 K/Ar Radhakrishna 1967

北美地区

6. 加拿大肖德别里

辉长岩 2000—2150 Rb/Sr Gibbins 1972

Animikie 辉绿岩席 2000 Hanson 1967

侵入其中花岗岩 1890 Banks 1969

侵入其中花岗岩 1970 Koster 1970

7. 加拿大西北部分

辉长辉绿岩	1970 2175	K/Ar		
			Green	1968

花岗岩 1920 K/Ar

8. 加拿大 Arctic 海湾

下元古代建造 (变质岩)	1970	Rb/Sr		
			Heywood	1968

侵入其中花岗岩 1755 K/Ar

1715 Rb/Sr

Hills 1968

9. Deep 湖群变质岩

1840 Rb/Sr

上述年龄数据共有四类：原岩年龄、变质（强期）年龄及侵入其中的辉长岩和花岗岩的年龄。

下元古代原岩的下限年龄是 2500Ma，而上限则由斯堪的纳维亚的白云岩得知为 2150Ma，但由于侵入上太古代建造中的大量花岗岩年龄多为 2700~2800Ma，所以下元古代的下限范围可定为 2600~2800Ma。又从侵入到该时代建造中的最老花岗岩年龄，多集中在 1900~2000Ma 左右，又辉长岩、辉绿岩的年龄也多为 1900~2000Ma 由此可见，大约发生在 1900~2000Ma 的这次地质构造作用是很重要的，不仅可使古老岩层强烈变形，而且发生一次规模极大（几乎遍及北半球）的区域变质作用，同时伴有花岗岩的侵入。

基底构造形态

下元古代时期，地球上初次形成地台、地槽相堆积物，而它们是沿着古地核边缘呈有规律的分布，古地核顶部为地台型沉积，边缘部分岩系厚度突然加厚，并有火山岩相伴，而形成冒地槽堆积，并且深断裂发育控制了辉长岩体呈带状侵入，远离边缘带则由火山岩

数量增加的优地槽相所占据(图5)。从东欧和北美这两张图所见,下元古代时期的地槽基本上是受古地核边缘带形状控制的,局部地区具有固定的方向性,但整体上是极其不规则的。优地槽带多位于边缘较远部位,同时一些大型断裂开始发育。

矿化作用特点

金铀砾岩矿床是下元古代时期独有的一种巨大矿床,它常与石英岩共生,它具有一定的层序性,具有全球性分布特点(如加拿大Blind河流域,巴西的Jacobina,南非的Witwatersrand及芬兰的Koli—Kaltimo等),它一般分布在下元古代的下部,常常在第一次出现碳酸盐堆积之前,属地台或准地台相。金铀矿床被限制在水平层中;它产生在石英砾岩石英岩和砂岩中;受古河道相控制,矿体呈层状;金、铀黄铁矿常呈未结晶粒状,与其伴生的重矿物有锆英石、独居石、锡石、铬铁矿、尖晶石等。

菱镁矿床生在碳酸盐岩中,具有世界意义的中国大石桥菱镁矿床是少有的。下面按地质构造单元中矿产列表如下(参照Leo J. Miller 1980)

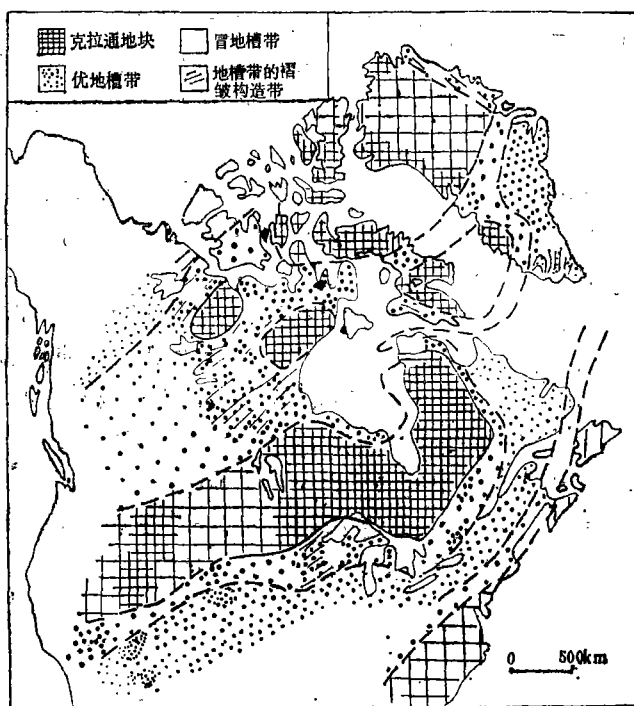


图5 北美地区下元古代的大地构造单元 (L.J. Salop 1977)
Fig. 5. Lower proterozoic tectonic units in North America.

优地槽型矿床

块状硫化物矿床

芬兰 Outokumpu
瑞典 Boliden
加拿大 Superior 带
芬兰 Karelin 带
加拿大 魁北克安大略

Cu—Zn Ni	2200	Ma
Cu—Zn	2000	Ma
磁铁石英岩 Fe	2500	Ma
磁铁石英岩 Fe	2200	Ma
斑岩 Cu	2500	Ma

冒地槽型矿床

澳大利亚碳酸盐岩中
苏联 udokan

Pb—Zu	2100	Ma
层状 Cu	1800	Ma

含铁建造型铁矿

澳大利亚 Hamersley
加拿大 Labrador
美国 Lake Superior
巴西 Quadrilatero Ferrifero
南非 Sishen
苏联 Krivoi Rog
毛利塔尼亚 Ijil

	2000	Ma
	2000	Ma
	2000	Ma
	2000	Ma
	2000	Ma
	2000	Ma
	2000	Ma

地台型矿床

津巴布韦 大岩墙
南非 布什维尔
芬兰 Siilinjärvi

Cr—Pt	2500	Ma
Cr—Pt	2000	Ma
碳酸盐中Cu及金铀砾岩型矿床	2500—1800	Ma

通过全球性地质对比,是解决一个地区同时代地质演化问题一重要途径,我国早前寒武纪地质学的工作,近期以来有了较大进展,但有一些关键问题,颇值得讨论:

1) 我国是否存在最古老的岩石露头,从全球早前寒武纪的地质特征可见,遭受麻粒岩相变质作用的层状岩石(如冀东地区迁西群,辽宁东部地区的鞍山群等)当属下太古代,近由陈毓蔚、钟富道报导的鞍山铁矿层的U—Pb年龄为3140Ma所进一步证明。但是更古老的花岗质岩石,目前尚不多见,仅有3400Ma数据的发表;

2) 早前寒武纪以来的大规模花岗质岩浆活动,以2800Ma前后的奥长花岗杂岩及2500Ma的钾质花岗岩最为发育,但是1900Ma花岗岩在我国东部地区极不发育;

3) 由于我国早前寒武纪层状岩系大多被占面积几乎半数以上的钾质花岗岩和奥长花岗岩所侵入,多呈大小不一的包体状,所以不同时代,不同深度的岩石组合常常不协调的伴生,如果以其现有位置“强行”对比和恢复,则将遇到很大困难;

4) 由于多期地质构造运动的迭加作用,致使我国东部古陆上的早前寒武纪岩系,或被抬高遭受剥蚀,或被下陷所保留,从而造成有些地段下太古代广为保存,上太古代几乎全部剥掉或从未堆积(辽北地区,冀东的某些地区)另些地段上太古代保留良好,下太古代几乎完全没有出露(五台—阜平地区等);

5) 中国的硅铁建造中较大型矿床并非元古代,而赋存在太古代,但进入元古代后,矿产种类急剧增多,尤其产有储量居世界前列的菱镁矿床及有重要意义的硼、铁矿床,含钴黄铁矿矿床等。

参 考 文 献

- [1] Salop, L. J. «Precambrian of the northern hemisphere» 1977.
- [2] Wilson, J. T. «The Origin of Continents and Precambrian history» (The Archean) 1977.
- [3] Green, D. H. «Archean greenstone belts may include terrestrial Eguivalents of Lunar Maria» (The Archean) 1977.
- [4] Condie, K. G. «Petrology and geoche mistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree group, South Africa (The Archean) 1977.
- [5] Suffon, J and J. Watson «Scourian-Laxfordian relationships in the Lewisian of Northwest Scotland» (The Archean) 1977.
- [6] Windley, B. F. and D. Bridgewater «The evolution of Archean Low-and High-grade terrains» (The Archean) 1977.
- [7] Pavlovskiy, Ye. V «Early stages in development of the earth's Crust» (The Archean) 1977.
- [8] Wilson, A. F. «Granulite terrains and their tectonic setting and relationship to associated metamorphic rocks in Australia» (The Archean) 1977.
- [9] Bridgewater D and Janet Watson, B. F. Windley «The Archean craton of the North Atlantic region» (The Archean) 1977.
- [10] Hepworth, T. V. «Charnokitic granulites of some African Cratons» (The Archean) 1977.
- [11] Windley, B. F. «Crustal development in the Precambrian» (The Archean) 1977.
- [12] Glikson, A. P. «Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstone: significance of data from shields of the Southern Hemisphere» (The early history of The earth) 1975.
- [13] Katz, M. B. «Early precambrian granulites-greenstone transform mobile belts and ridge-rifts on early Crusts?» (The early history of The earth) 1975.

- [14] Galc, G. H. «Palaeozoic basaltic Komatiite and Ocean-floor type basalt from Northeastern Newfoundland» (The Archean) 1975.
- [15] Miyashiro Akiho «Metamorphism and metamorphic belts» 1972.
- [16] Biljon, W. J. Van «The distribution in space and time of the precambrian metal deposits in Southern Africa» I. G. C. 26th. Colloque C₁ 1980.
- [17] Derry, D. R. «Metallic provinces in the precambrian of North America and Australia» I. G. C. 26th. Colloque C₁ 1980.
- [18] Miller, L. J. «Distribution of Ore deposits through geologic time» I. G. C. 26th. Colloque C₁ 1980.
- [19] Davies, J. E. and L. E. Luhta «An Archean porphyry-type disseminated Copper deposit, Timmins, Ontario Econ-geol 1978. 3.
- [20] Bartholomew, N. «The search for and the constraints of the identification of biochemical fossils in rocks 2.7×10^9 and 3.8×10^9 years old» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [21] Shcherbak Nicholay «Stratigraphy and geochemistry of the precambrian of the Ukrainian shield» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [22] Wernick, Eberhard, Dmrm. «The Archaean Sialic crust of Brazil» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [23] Essawy, A. M. K and M. A. Tanta «The Metavolcanics of the Basement Complex of Egypt» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [24] Almeida and F. M. de, Fernando «The precambrian of Eastern Brazil» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [25] Cady and Wallace «Are Archean tectonic shown by younger rocks?» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [26] Danni, J. C. M «Precambrian ancient units in central Brazil» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [27] Dutia, S. M. «Archaean Crustal evolution-greenstone granite model as documented in Central Indian Shield» I. G. C. 26th Volume II 1980.
- [28] Barker, F. «Trondhjemites, Dacites and related rocks» 1979.

GLOBAL GEOLOGICAL CORRELATION AND EARLY PRECAMBRIAN GEOLOGICAL EVOLUTION OF CHINA

Zhang Qiusheng

Abstract

The earth in its early time did not exhibit the model of modern plate tectonics, but its evolutionary trend was gradual with some interruptions and finally it approximates to this model. The author suggests that two end-member models may be established; the early (lower) Archean model and the Phanerozoic model. During early Archean time, igneous activity was dominant. Though volcanic activity was also operative, the composition of the volcanics

is close to basic and ultrabasic composition of the upper mantle. Meanwhile, a phenomenon that can not be neglected is the dominance of plutonism (which generated granite and mafic and ultramafic plutons). In the late stage of the early Archean, such contemporaneous intrusions only occurred under special conditions in a few loci (such as ophiolite zones).

The formation of the belt-shaped folds in the modern model for the tectonic forms began with the formation of ovoid fold swarms, and the geological units dominated by the early plutonic rocks were gradually divided into geosynclinal and platform facies, and the satulated irregular metamorphic zone became the non-satulated zone with multiple correlative types. This series of evolution was unidirectional; therefore the major model of the early earth has never recurred since the Phanerozoic.

The study of the Phanerozoic geological history is based on the study of the formation of the geological units (which were dominated by deposition and last for a relatively long period of time) and then of the determination of the durations of geological intervals (with deposits as their sole expression). On the other hand, the geological-structural movements are only considered to be operative in a short period and have been recorded in the forms of magmatic activity, deformation and metamorphism.

But in the early time of the earth (A_1 and P. A), the boundaries between these geological units and the products of the movements are not clear, nor are both distinguishable or can their time intervals be determined in any cases. Moreover, deposition was extremely lacking and plutonic intrusion predominated. In this case, the plutons themselves are often the sole geologic bodies that may retain the record of this time. This is a problem that merits special attention. These phenomena also represent the gradation to the Phanerozoic global tectonic model.