

原华北地台早前寒武纪演化的巨旋回*

程裕琪 孙大中 伍家善

导 言

原华北地台分布于东经105°以东,北纬30°—40°之间。东南部中、晚元古范围比黄汲清中朝准地台向南延伸稍远,包括淮阳地区以南部分在内(图1)。五十年代开始区域地质调查,七十年代早期在野外认识基础上,作了区域性归纳(程等,1973,1982a, 1982b),此外,对矿物相、变质相系、混合岩、花岗岩(程、张,1982;董中保,1982),矿物对的地温地压(张,1981;靳是琴等,1982),氧同位素研究(崔等,1980)。为进一步综合分析早前寒武系岩石、地球化学特性及其演化,提供了更多资料。

本文拟讨论原华北地台早前寒武(即早元古以前)演化特征,并对于某些争论问题,结合区域地质背景,在地层与地层年代划分方面,陈述自己的看法。

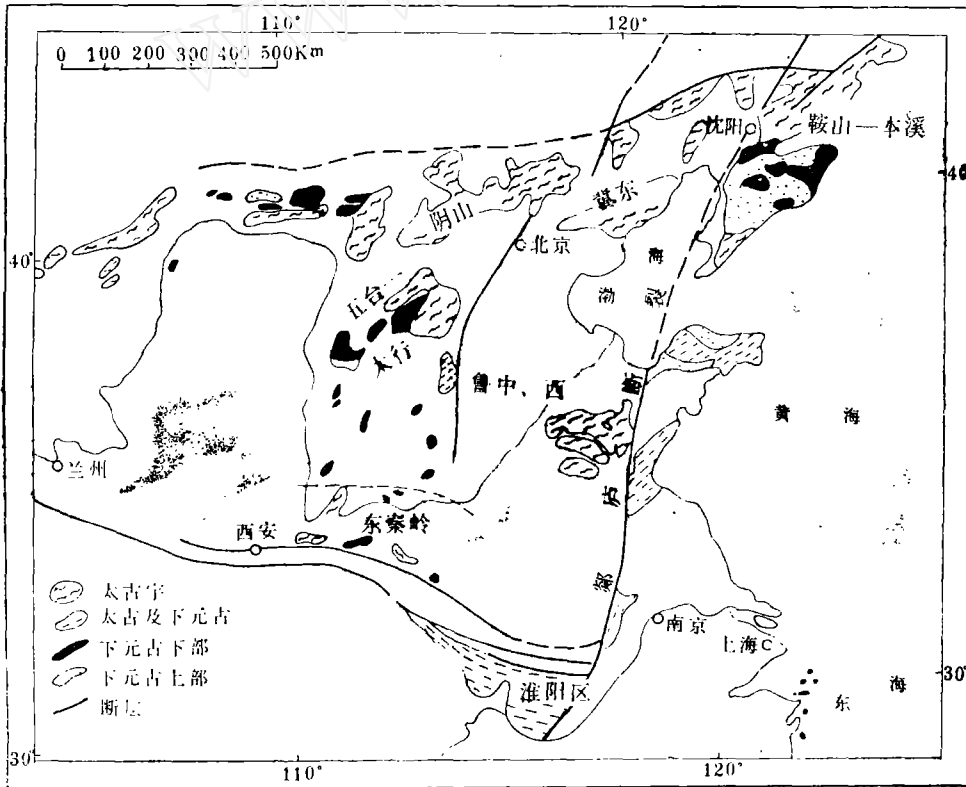


图1 原华北地台太古宇及下元古分布略图

*此文原文系英文写成,于1984刊印于国外“地球动力学杂志”第一期,PP.251—277。这里做了详细摘译。

代表性地区的地质特点

原始华北地台早前寒武系的同位素年龄值均大于1800—1900Ma, 太古上限被定为2500—2600Ma(程等, 1982a, 1982b; 孙大中等, 1983)。太古宇主要是高级变质岩, 大多受了不同程度混合。早元古则以低级变质岩为主, 火山沉积或正常沉积层序清楚, 仅局部受边缘混合岩化。一些地区基性火山岩发达者可叫绿岩——片岩带, 它们许多方面类似于太古绿岩带岩石(Windley, 1977; ……)。

从华北原地台中选择六个有代表性地点(图1), 综合分析各种资料之后, 表明在表壳岩发展中, 是互不相同的, 可以区分为四个演化阶段, 亦即四个火山沉积(或者沉积)巨旋回, 太古和早元古各有两个巨旋回。第一与第二巨旋回之间的地质年代是在2800—3000Ma, 第二第三巨旋回之间为2500—2600Ma, 第三与第四之间为2200—2300Ma。

鞍山本溪区(图1, 图2)

鞍山群的下部原岩主要是粉砂岩、粉砂质杂砂岩(graywacke)夹有基性火山岩及凝灰质岩石与酸性凝灰质岩石, 它们可能是太古第一巨旋回的上部(图2)。鞍山群的上部可能属太古第二巨旋回(图2), 它由巨厚拉斑质与部分钙—碱性玄武岩组成, 并有凝灰质岩石夹有粉砂质以及磁石质铁矿层(图3), 它的上段为一系列中到酸性及基性细粒火山碎屑岩与粉砂质、泥质、硅铁层, 这些岩石大都属角闪岩相, 局部为麻粒岩相或绿片岩相。伴生有英云闪长质, 花岗闪长质侵入岩及花岗质、混合质岩石(图4)。上鞍山群中变质基性火山岩为富轻稀土型(图5)。

鞍山群变质年龄为2500—2650Ma(U—Pb等时), 混合岩为2340—2650Ma(洪文星, 1978), 甚至接近或者老于2800Ma(钟富道, 1983)。

下元古辽河群不整合于鞍山群之上, 它组成第三个火山沉积巨旋回, 此群下部自下而上为底砾岩、粉砂岩、泥质岩夹有钠质中酸性细粒火山碎屑岩, 及含硼、含铜层。中部为含菱镁矿碳酸盐岩及少量泥质、碳质岩石及含Pb—Zn层。上部为泥质、半泥质岩石夹有少许砂质、碳质薄层。中部上部可作为早前寒武第四个沉积巨旋回的一部分, 它全部为沉积岩。变质级从绿片岩相到角闪岩相, 若干地点泥质岩石还显示渐进变质。变质作用混合岩化时期老于1800Ma。

一般认为下鞍山群特征近似于高级太古片麻区, 可以考虑为大陆壳。至于究竟是中、上鞍山群还是它们的一部分属于绿岩带, 迄今仍有不同意见。早元古盆地北部的构造背景与南部在某种程度上可能有些不同。

河北东部区(图1)

据天津地矿所, 此区自下而上分为太古迁西群、八道河群, 下元古双山子群, 青龙河群(图6)。

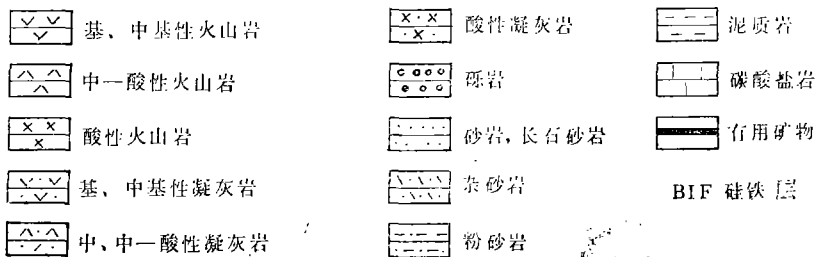
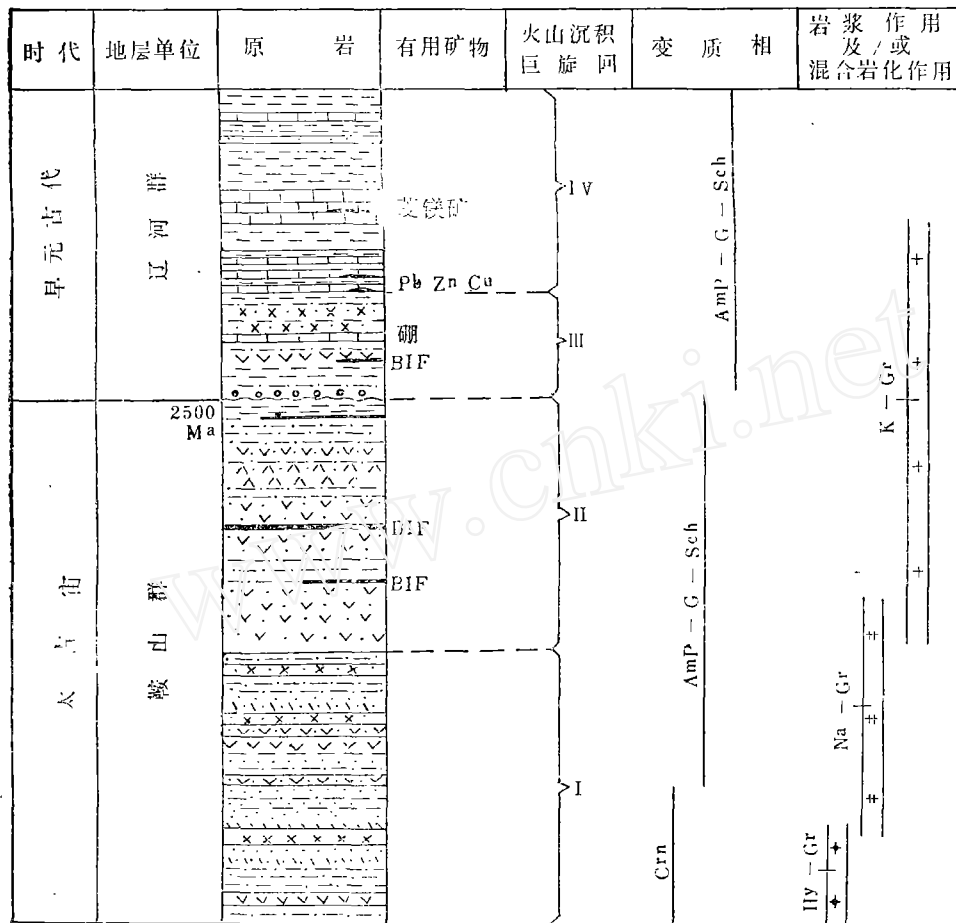


图2 鞍山-本溪早前寒武地质特征

Grn 麻粒岩相; Amp-G-Sch 角闪岩-绿片岩相; Hy-Gr 紫苏花岗岩; Na-Gr 钠质花岗岩; K-Gr 钾质花岗岩

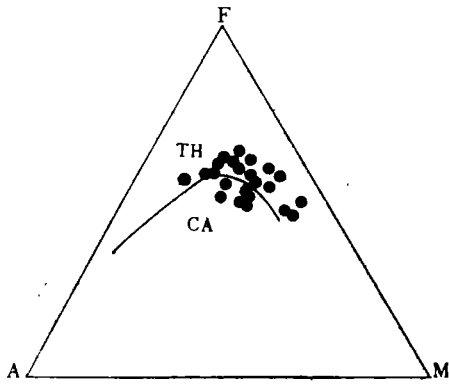


图3 鞍山群变基性火山岩AFM图解
(据王联魁, 1979)

TH 拉斑玄武岩; CA 钙碱玄武岩

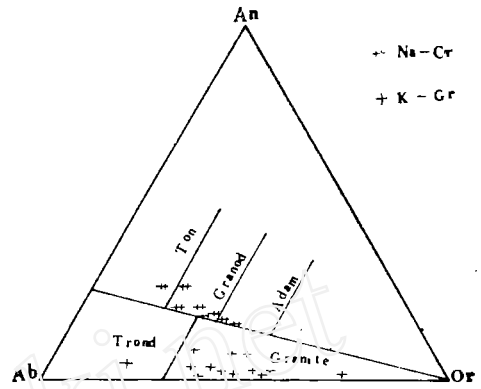


图4 鞍山群中花岗岩类岩石Ab—An—Or图解
(据周祖容等, 1982)

Ton 英云闪长岩; Granod 花岗闪长岩;
Adam 二长花岗岩; Trond 奥长花岗岩

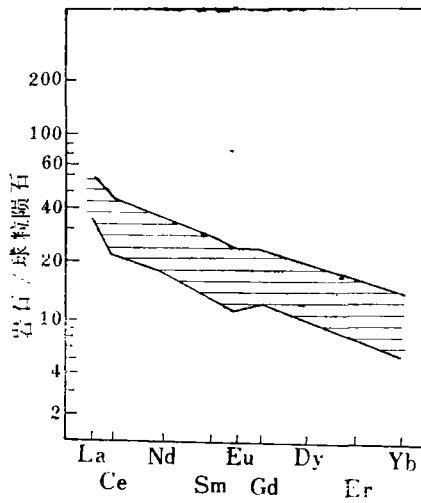


图5 鞍山群中变基性火山岩REE分配模式
(据朱容正等, 1982; 球粒陨石标准值据Musand等, 1973)

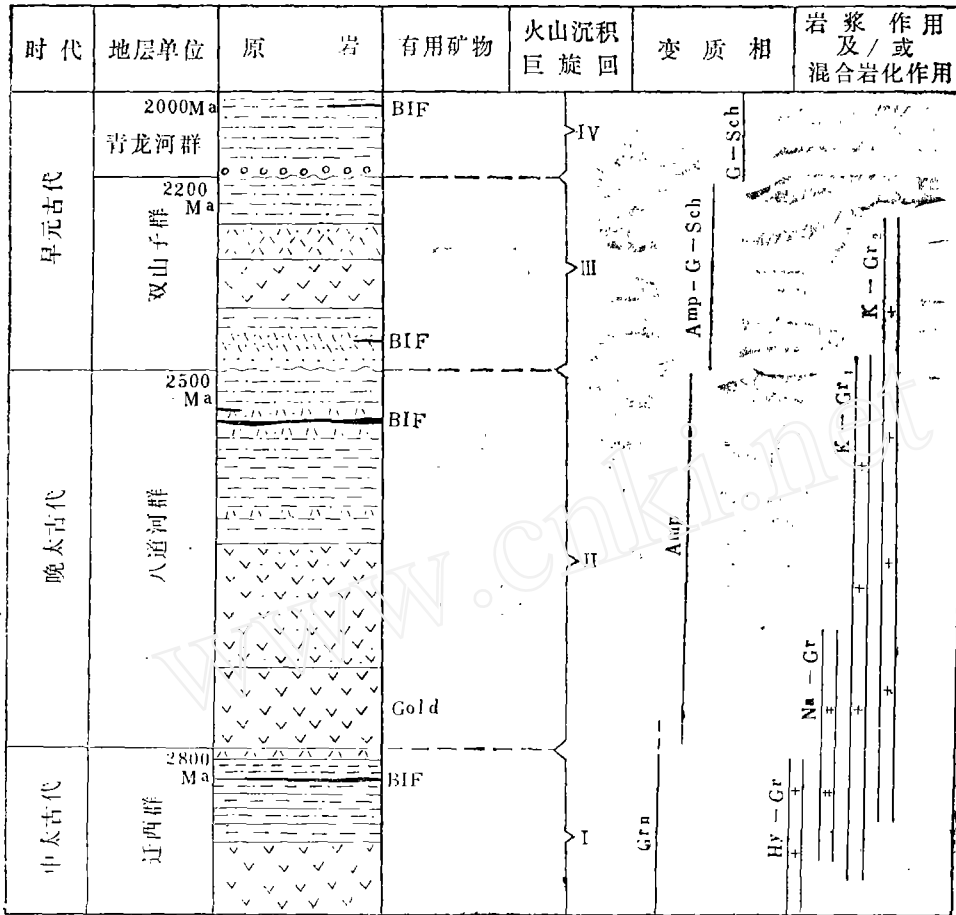


图6 河北东部早前寒武地质特征

Amp 角闪岩相, 其他同图2

迁西群原岩属第一火山沉积巨旋回, 包括拉斑玄武质为主的基性火山岩 (图7-1), 少量中基性火山岩, 接着是粉砂质沉积, 中酸性火山岩及有关碎屑岩夹有硅铁质沉积。大部为麻粒岩相, 伴生有黑云紫苏花岗质混合岩化作用 (图8)。

八道河群代表第二火山沉积巨旋回, 此群下部主要为拉斑质、钙碱质玄武岩及凝灰质岩石 (图7-2), 局部有小面积高镁玄武岩与含金层。八道河群上部以粉砂岩及中酸性火山沉积岩层、硅铁层为主, 属高角闪岩相, 局部为低角闪岩相。此群伴生有花岗闪长质、花岗质混合岩与

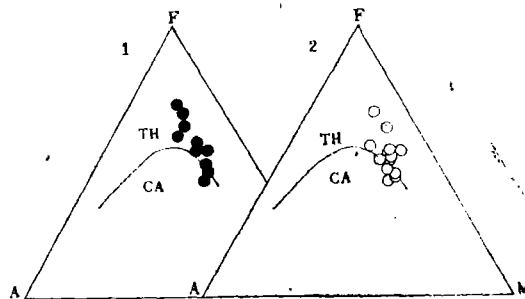


图7 变基性火山岩AFM图解 (据孙大中等, 1980)

1. 迁西群; 2. 八道河群

花岗质侵入体(图8)。

江博明、张宗清(1984)指出迁西群、八道河群中的基性麻粒岩、透辉斜长角闪岩,稀土分布模式为富轻稀土型(图9)。

同位素年龄在2500Ma左右,包括锆石U-Pb数据和Rb-Sr等时线数据。我国某些学者(程等,1982a,1982b,孙、陆,1983)认为迁西的某些岩石的年龄有可能大于2800甚至3000Ma。江博明、张宗清(1984)最近报道冀东迁安曹庄麻粒岩相、角闪岩相的变基性岩的Sm-Nd全岩等时年龄为3515±115Ma。迁西群及此区岩石年龄需要在室内及野外进一步系统地深入研究。

双山子群(早元古)为第三火山沉积巨旋回,它与太古宇呈断层接触。它们十分可能原来是不整合接触,因为彼此在构造形态上与相邻太古片麻岩大不相同。双

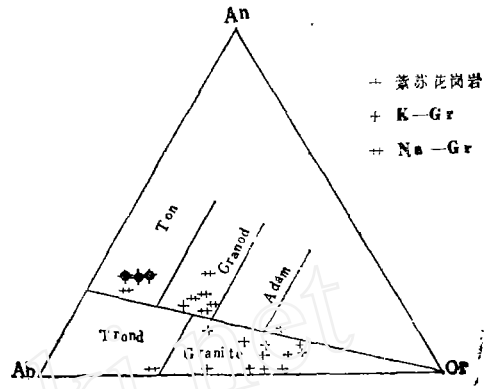


图8 河北东部下前寒武花岗质岩石Ab-An-Or图解(据孙大中等,1983)

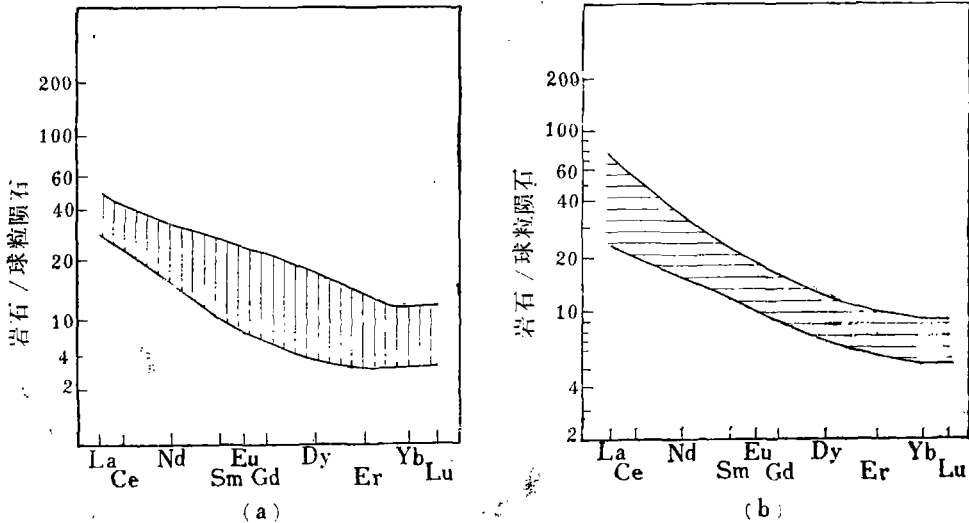


图9 迁西群、八道河群变基性火山岩REE分配模式(据江博明等,1983)

山子群下部为粉砂质杂砂岩(图10),中部可能为岛弧型(孙等,1983)具有枕状构造的拉斑质、钙碱质玄武岩及英安岩,上为杂砂岩质粉砂质型浊流组合,一些地方仍可见到交错纹。双山子群变质作用大部为中压低角闪岩相或绿片岩相。有2200 Ma(Rb-Sr等时,孙等,1983)变质年龄的记录。下部有钾交代混合岩化。

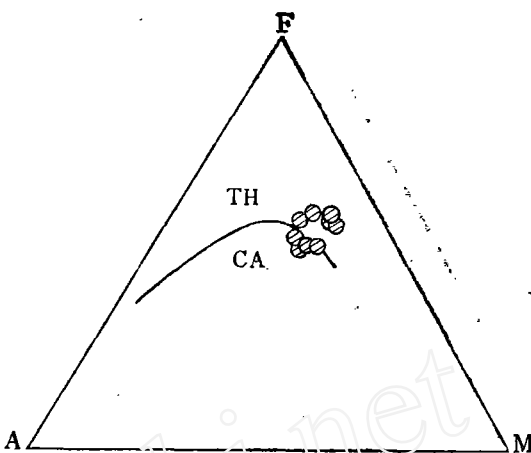


图10 双山子群中变基性火山岩AFM图解 (据孙大中等,1980)

青龙河群以基底砾岩不整合地盖在双山子群之上,前者为第四巨旋回,主要由粉砂岩、泥岩及硅铁沉积组成,属绿片岩相,变质年龄2000Ma(Rb-Sr等时,孙、谢、赵,1983)。

冀东区太古地质环境近似于大陆平台

时代	地层单位	原岩	有用矿物	火山沉积巨旋回	变质相	岩浆作用及/或混合岩化作用
早元古代	二道洼群		BIF	IV III II I	G-Sch Amp-G-Sch Amp Grn	K-Gr Na-Gr HY-Gr
	合明群					
晚太古代	2450 Ma 乌拉山群		BIF			
中太古代	2610 Ma 集宁群		石墨 BIF			

图11 阴山区早前寒武地质特征

或陆棚，早元古处于裂谷控制的低地（孙等，1983）。

阴山区（图1）

由下而上依次为太古集宁群、乌拉山群及早元古的三合明群、二道洼群（图11）。大致可与冀东对比，但也有些区别，例如，第一巨旋回下部虽然也有拉斑质玄武岩（图12-1），但有显著的中酸性火山岩，接着是巨厚浅海的粉砂—泥质沉积，及碳酸盐类（图11）。集宁群包括麻粒岩相变质岩的孔达岩组合，钠交代频繁，还有花岗质侵入体。

乌拉山群原岩与八道河群相似（图12-2），但顶部有碳酸盐岩，属高角闪岩相，有钾质交代。

这两群的全岩Rb-Sr等时线年龄分别接近于2600Ma及2450Ma。它们反映变质年龄。

下元古三合明群原岩主要为基性火山岩及泥质岩粗砂岩夹层，少量粉砂岩、杂砂岩；二道洼群为砾岩、泥质岩、粉砂岩、碳酸盐岩及各种成分火山岩与硅铁层，部分可见旋回沉积，为角闪岩相或绿片岩相。

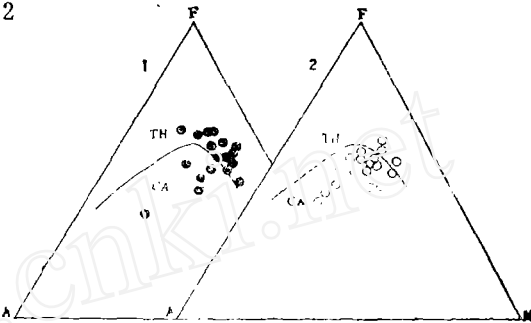


图12 变基性岩AFM图解

1. 集宁群，据金文山等，1983；
2. 乌拉山群，据崖文元，1983

鲁西鲁中区（图1）

泰山群可能相当第二巨旋回。下部为变粉砂质岩石、砂岩、杂砂岩型粉砂岩、基性火山岩，上部的下段主要为基性凝灰岩、熔岩及有关凝灰质的夹有火山成因的粉砂质层，包括水上及水下沉积物。硅铁层近于顶部。某些地方变玄武岩风化面上的气孔，镜下残留交织结构、粒间结构，仍清晰可见。上部的上段为粉砂岩，部分有杂砂岩性质。泰山群可能属中压条件，角闪岩相。有两期混合岩化，第一期为Na、K交代，发生在Rb-Sr等时2586Ma（程等，1982）。第二期以K交代为主，部分可能为深熔成因，发生在K-Ar年龄2230Ma（程等，1973）。

五台—太行区（图1）

此区太古为阜平群、元古为五台及滹沱群，彼此之间均有不整合（图13），再上有中元古等地层不整合盖在上面。

阜平群下部原岩主要为砂质粉砂质类型及杂砂岩，后者向上过渡为中基性火山沉积岩，顶部有凸镜状硅铁层。中部为粉砂质砂质及钙硅酸盐类岩石，有时出现相当厚度的不常见的碳酸盐岩。这些岩石局部显示粒级层说明当时沉积处于振荡环境。中部并可见到硅铁层及局部的石墨层。上部原岩为砂质粉砂质及薄层泥灰岩层钙硅酸盐类。阜平群相当于第二巨旋回，也包括第一巨旋回的上部（图13）。但前者主要是Ca-ALK质成

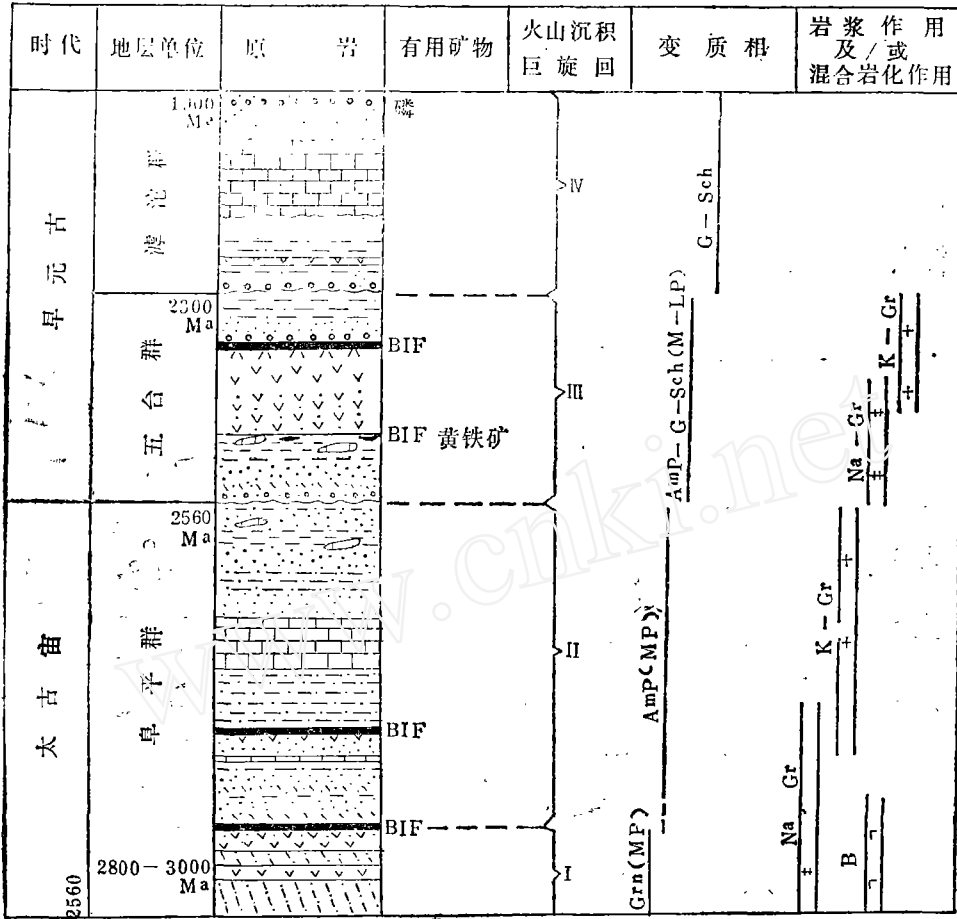


图13 五台-太行区早前寒武地质特征
MP 中压; M-LP 中低压; B 碱性侵入体

分的(图14-2), 而旋回 I 既是拉斑玄武质也是钙碱类型的(图14-1)。变玄武岩稀土分布模式显示轻稀土略为富集(图15), 具有大陆拉斑玄武岩性质。

阜平群大部属角闪岩相, 下部也发现少许麻粒岩相岩石, 均为中压系。混合岩化分布颇广, 它们是紧接着某些小型碱性酸性岩浆活动之后形成的。

锆石的U-Pb一致曲线年龄范围大致在2800-3000Ma与2560Ma(刘等,1984)之间。

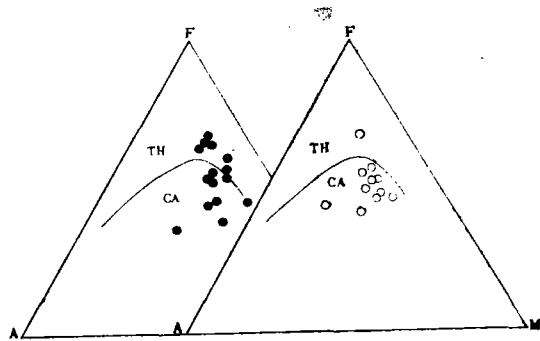


图14 变基性火山岩AFM图解
(据伍家善, 1983)
1. 阜平群(旋回 I);
2. 阜平群(旋回 II)

五台群被划为第三巨旋回，它可再分为三部。原岩的下部为砂质粉砂质泥质杂砂岩，含有次要的玄武岩、透镜状硅铁层、碳酸盐岩、黄铁矿。底部分选不良砂岩，为槽形盆中迅速沉积物。中部为基性到中性，部分酸性火山岩及火山沉积。示为多旋回堆积，在其顶部含有硅铁层。上部由杂砂质、砂质、粉砂质沉积，标明为明显的韵律沉积。基性火山岩包括拉斑质与钙碱质两种类型（图16）。下部的角闪岩相玄武岩稀土及轻稀土富集，与中部绿片岩相玄武岩的稀土分布型式不同（图17）。这可能反映两种不同构造环境。五台群的基性火山岩是绿岩带系列中的一部分。

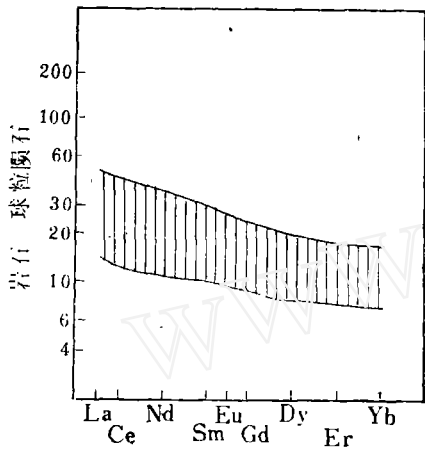


图15 阜平群中变基性火山岩REE分配模式 (旋回1) (据伍家善, 1983)

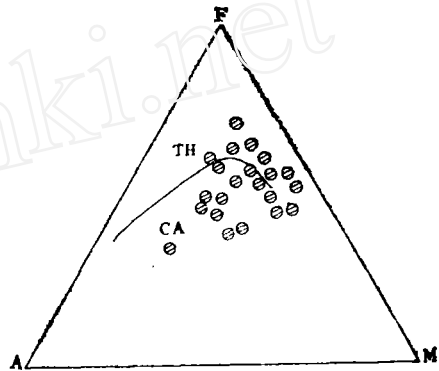


图16 五台群中变基性火山岩AFM图解 (据贺国平等, 1980)

五台群为绿片岩到角闪岩相的低—中压系岩石，在某些地区显示递进变质。局部受混合岩化影响并有侵入活动。五台群时限在2560 Ma^r与2200—2300Ma (刘等, 1984) 之间。

溥沱群的原岩属第四巨旋回，包括三个亚群，彼此之间为不整合隔开。下亚群为砾岩、砂质粉砂质甚至泥质层系夹有少量中基性火山岩，中亚群以镁质碳酸盐地层为主，产丰富迭层石，上亚群为砂质、硬砂质砾岩。底部上段有山间“红层”存在，认为过去曾存在一个邻近裂谷凹陷的干燥、热湿而有强烈夷平作用的时期，它产生在原华北地台早前寒武末期。

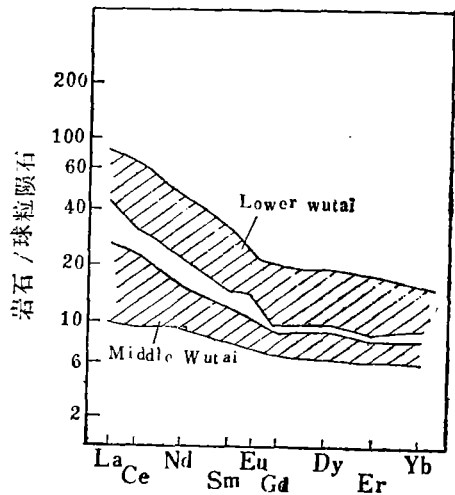


图17 五台群中变基性火山岩REE分配模式 (据白瑾, 1983)

较低温度及区压条件下形成。时间范围在2200—2300 Ar, Rb-Sr全岩, 程等, 1982a)。

东秦岭早前寒武系以太古宇太华、登封群及元古嵩山群为代表。前二者并无直接接触, 嵩山群不整合在登封群之上。

太华群原岩可能属第一和第二巨旋回下部, 由中—基性火山沉积岩组成, 其上段有不稳定硅铁层; 上部由砂质—粉砂质—泥质—碳酸盐岩及一些钙质夹层组成。登封群原岩可能大部属第二巨旋回, 中部及下部由下而上为粉砂岩, 杂砂岩及中性到基性火山岩与火山沉积岩, 上部为近海泥质、砂质与粗粒沉积, 显示交错层及韵律层沉积构造。登封群中部的基性火山岩(斜长角闪岩)主要为拉斑玄武岩(也许属大陆类型)及次要的钙碱玄武岩。

太华群变质岩大部为角闪岩相, 或者局部为角闪麻粒岩相, 近乎中压相系。经常遭受早期富钠晚期富钾的区域混合岩化作用。登封群为低角闪岩相, 也属中压相系, 只有局部的弱到中等混合岩化, 但有过强烈岩浆活动。太华与登封群的变质年龄老于 $2562 \pm 172\text{Ma}$ (Rb-Sr全岩等时, 宜昌地矿所, 私人通信, 1981)与磷灰石、锆石 2580Ma U-Pb年龄(宜昌地矿所, 个人通信, 1981)。

属于第四巨旋回的嵩山群原岩为砂质、粉砂质、泥质、白云碳酸盐岩, 局部有纯石英砂岩夹层。它们组成复理式沉积, 有交错层、粒级层及波痕。在一定程度上这标明在早前寒武末期为一种大陆壳成长的沉积环境。

嵩山群为处于明显区域应力条件下的绿片岩相岩石。它老于 1799Ma (Rb-Sr全岩等时, 中科院地质所, 私人通信, 1977), 以上被中元古岩层不整合盖复(程等, 1982b)。

地壳演化地质史

从上述早前寒武华北原地台的六个有代表地区描述来看, 火山沉积岩系原岩的地层及其基本特征显示若干共同特点。在太古宙, 尽管有强烈的变质作用与广泛的混合岩化作用, 两个火山沉积巨旋回(I与II)是可以区分出来的。在早元古代, 也可以辨认出另外两个巨旋回(III与IV), 一般来讲, 这个时候有更多的沉积物。

旋回I主要位于原地台北部边缘, 但是它的上部也发现在地台中部及南部某些地区。除了底部岩系有拉斑玄武岩——这种玄武岩向上过渡为安山岩或者英安岩——之外, 旋回I还有相当数量的杂砂岩及粉砂岩, 经常有与火山沉积成因有关的条带状硅铁层。钙质薄层在某些地方也有出现。所有这些, 都表明在火山作用之后, 全部地区继之处于广袤的凹凸不平滨海环境之下。这些岩石的大部分现在表现为麻粒岩相了。基性麻粒岩的大部落点都在AFM图解的拉斑玄武岩区(图3, 7-1, 12-1)。如果考虑到当麻粒岩变质作用可以使钾亏损时, 那么有些基性岩原来就是钙碱性玄武岩。稀土元素分布模式表明轻稀土富集没有铀亏损(图9-a, 15), 与近代大陆玄武岩相似。

第二巨旋回原岩特点在某些方面近似于第一巨旋回。华北地台北部边缘与南部地区在其下部拉斑——钙碱玄武岩也同样发育(图7-2, 12-2)。在原地台西部、中及东部,其底部大部分却为杂砂岩及粉砂岩所代替。在西部地层还有硅铁层、碳酸盐岩、碳质岩石、石英质砂岩(吕梁山)及长石砂岩(五台与河北东部)夹层。程裕淇等(1982a)曾经指出,在鞍山本溪经山东中西部到河南嵩山这个NE—SW带内,没有或者实际上不存在碳酸盐岩。在这个带的外侧,碳酸盐类沉积经常作为夹层存在,局部还达到相当厚度。此外,值得注意的是,在山东中部有在浅水或水面以上的基性熔岩(斜长角闪岩)出现,它们显示各种形式的气孔充填构造,还伴生偶尔显示的细层纹再沉积的凝灰岩(极细粒石英——斜长——角闪岩)(程等,1982)。它们的沉积环境又与介于广阔浅海中央部分及外缘之间的环境不同。巨旋回Ⅱ的岩石大部为中角闪岩相,局部为绿片岩相。此旋回中许多基性火山岩在AFM图上(图7-2, 12-2, 14-2)投点落在钙碱玄武岩区中,比第一旋回为多。轻稀土富集(图9-2)更清楚,部分出现铈负异常(图5)。这些原岩很可能与巨旋回Ⅰ的原岩没有很大区别。它们可能来源于下地壳或上地幔榴辉岩、斜长角闪岩或者石榴——斜长角闪岩,经过部分熔融而成,而不是直接从上地幔的二辉橄榄岩衍生的。从鞍、本区以北清源基性岩存在轻稀土亏损这一点表明,也不能排除基性岩有更深来源的可能性(翟等,口头交谈,1983)。

产于北缘第一旋回和第二旋回下部的富钠花岗质岩带中的花岗岩类及有关岩石,在岩石化学上,主要为花岗闪长岩类(图4.8),次之为富铝英云闪长岩。它们也包含紫苏花岗质岩石。在成因上它们可能是在某种不同深度上的榴辉岩类及角闪岩类的重熔或部分熔融有关,而且在麻粒岩变质条件下产生了紫苏花岗质岩石。为什么第二旋回上部没有出现这些岩石,理由之一是这个旋回含基性岩不多。大面积稍微年青的钾质花岗岩在太古宙末期或更晚才被侵位。

早元古第三巨旋回的火山沉积岩在太古宇基底上的盆地槽沟或裂谷凹陷中堆积。此旋回不同地层的特点随大地构造环境不同而异。例如,五台及河北东部的火山岩, K_2O , Na_2O 含量不同(孙等,1981),前者 K_2O/Na_2O 为0.51,后者为0.98。中条山含 K_2O 更高,已经是亚碱性类型了。同样,从AFM图解,它们都具有从拉斑向钙碱类演化的趋势(图10,16)。

各不同地区早元古巨旋回Ⅲ的沉积岩原岩在某些地质特征上,也显示颇为鲜明的区别。一些地区的碎屑岩带有浊积岩性质,但是其他地区都在颇为稳定沉积环境下,发育有石灰岩及泥质岩夹层。同样,条带状硅铁层变化也很大。例如,五台在振荡不定环境下,形成了少而薄铁层,在吕梁山十分稳定条件下,产有厚而单一铁矿层。值得特别提出的是与已经谈到过的富钠中性到酸性火山作用有成因联系的硼矿也出现富厚情况。江苏北部到淮阳南部还有部分含锰磷矿层……

巨旋回Ⅲ的岩石现在大多为绿片岩相,某些地方也显示递进变质,表现为角闪岩相。早元古初期的混合岩化作用与花岗岩侵入作用大多是钾质的。富铝英云闪长质或奥长花岗质岩石仅在局部可以看到,这可能与一种特殊区域环境有关。

早元古晚期巨旋回Ⅳ地层以碎屑岩及镁质碳酸盐岩为主,或有或者没有小型火山岩,

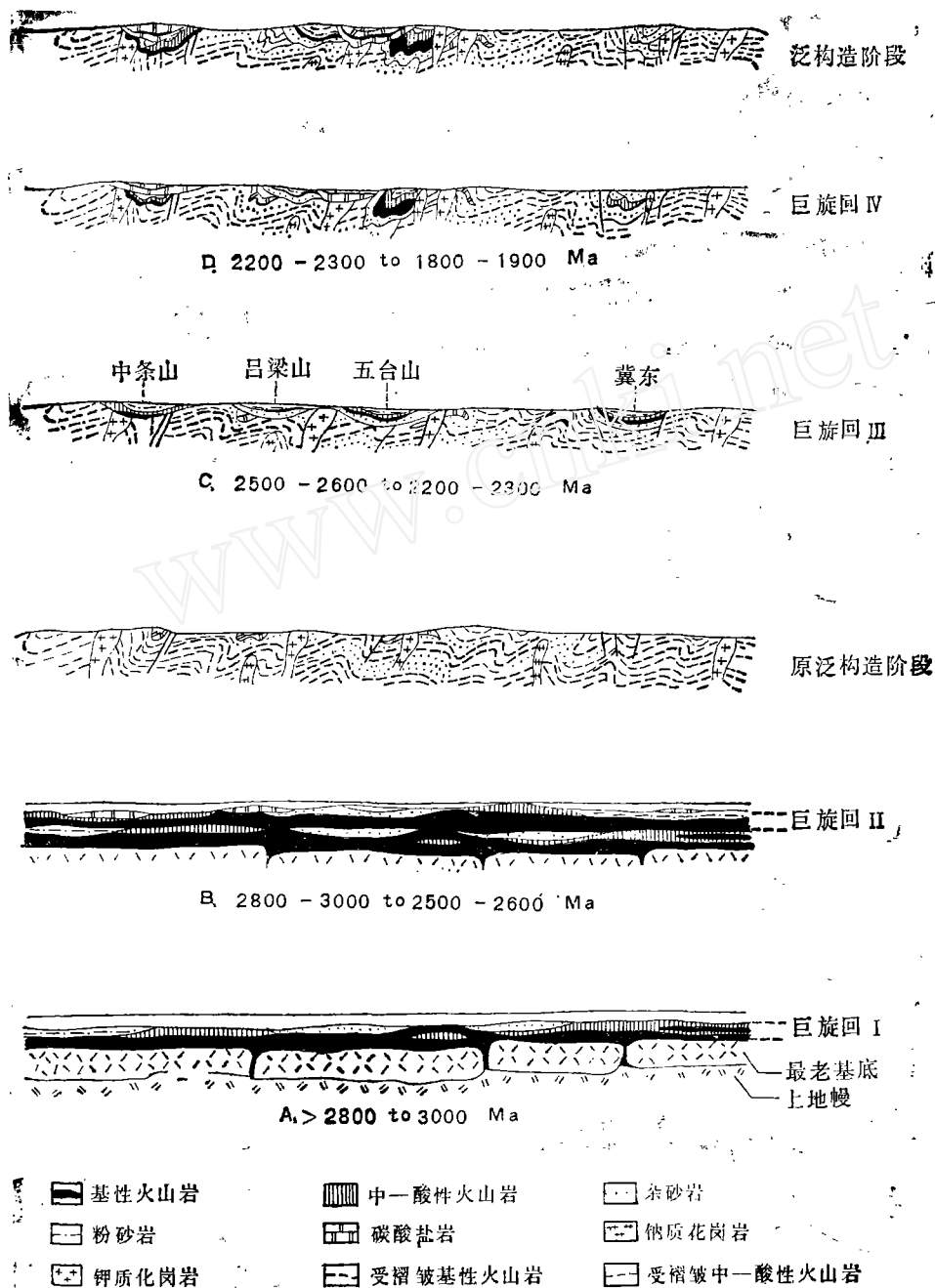


图18 原华北地台设想的早前寒武纪基底演化阶段理想示意图

均堆积在早期盆地或沟槽边缘,均与以下老地层成不整合接触。它们的岩石与地球化学特点表明,它们是成生于较为稳定的大地构造背景之下的。这种稳定背景或许与华北中、晚元古情况相同。至少,这种环境已过渡到比以前任何一个时期更为稳定的地壳环境。绝大部分岩石均为绿片岩相,可能处于低温及应力微弱情况,这种情况反映了终结于1800—1900Ma的吕梁运动末期(或者它的第一幕)的区域动力变质作用性质。

结 语

在四个火山沉积或者沉积巨旋回的认识基础上,华北原地台四个演化阶段表明在图18上。

在2800—3000Ma以前,各种地壳基底也许已经存在了。在这种基底上,作为巨旋回I,沉积有玄武岩类、英安岩类及浅海碎屑岩石(图18,A)。接着,巨旋回II时,发生了玄武质、中性火山岩及杂砂岩、粉砂岩与碳酸盐岩(图18,B)。在太古宙,所有这些岩石分别变质为麻粒岩及角闪岩相。它们经受了早期钠质及晚期钾质混合岩化与有关岩浆活动,至少发生了两次褶皱。这些事件的综合,产生了一个抬升了的广阔的硅铝基底。

跟着进入第三旋回,其特点是在太古代基底上的局部盆地、沟槽、裂谷中堆积了火山沉积岩上(图18,c)。这些岩石受了各种程度的构造运动及小规模岩浆作用影响,变质为角闪岩相与绿片岩相。

最后一个旋回(IV),以在早先的盆地、沟槽附近沉积碎屑岩(为主)、白云质碳酸盐岩及或多或少小规模火山岩(图18,D)为代表,一般居于较为稳定大地构造环境,似乎逐渐过渡到更为稳定的中、晚元古代。在1800—1900Ma以前,大部岩石已变质到绿片岩相了。

每一火山沉积旋回,有外生作用的产物逐渐超过内生作用的产物的趋势,从I—IV旋回外生作用逐步增加的趋势,是很明显的。岩浆分异与沉积分异程度也随着增加了,因此,在华北早前寒武末尾,已形成一个大陆壳了,与现在地壳相比,许多方面是非常近似的。

参考资料(略)

曹国权译