

连山关地区下元古界中混合交代作用与铀成矿的关系

钟家蓉

连山关地区在大地构造位置上,处于华北地台东北部营口—宽甸台隆与太子河台凹的过渡部位。前寒武纪地层在本区形成一短轴复背斜构造,轴向 290° 。背斜轴部由混合花岗杂岩体及呈残留体分布的鞍山群组成,四周为下元古辽河群所包围。背斜北翼有大面积上元古界及下古生界分布(图1)。近年来,在下元古界浪子山组底部与太古界基底混合杂岩体的不整合面附近发现了铀矿床。铀矿床主要赋存在浪子山组沉积变质岩及白色混合岩中。其形成受层位、构造及混合交代作用的联合控制。混合交代作用是形成铀矿的重要因素。本文拟重点从混合交代作用与铀成矿的关系方面进行探讨。

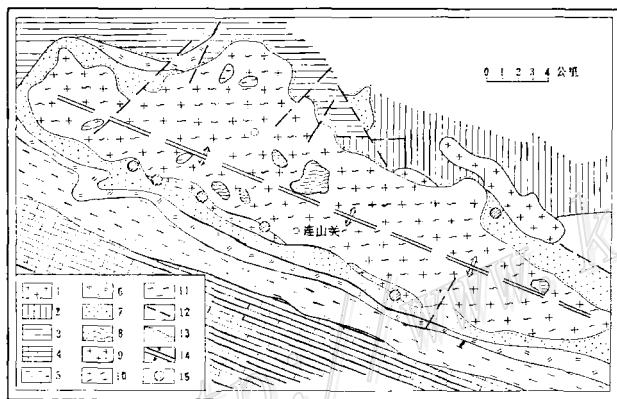


图1 连山关地区地质示意图
Fig. 1. Diagrammatic geological map of Lianshanguan area.

- 1—燕山期花岗岩; 2—寒武系页岩、灰岩;
3—震旦系石英砂岩、页岩; 4—大石桥组大理岩夹片岩; 5—高家峪组板岩夹大理岩;
6—里尔峪组变质火山岩; 7—浪子山组石英岩、片岩; 8—鞍山群; 9—白色混合岩;
10—红色混合花岗岩; 11—片麻状黑云母混合花岗岩; 12—断层; 13—不整合界线;
14—复背斜轴; 15—铀矿化点

一、连山关地区混合岩类型、空间分布及形成时代

连山关混合花岗杂岩体东西长约四十公里,南北宽约十公里,由红色混合花岗岩、片麻状黑云母混合花岗岩和白色混合岩组成。

红色花岗岩构成背斜核部的主体,片麻状黑云母混合花岗岩在其中呈残留体状零星分布,二者约占混合杂岩体面积的90%,属重熔交代形成的原地一半原地混合花岗岩。辽河群呈不整合沉积覆盖其上。

白色混合岩主要分布于复背斜南翼,沿辽河群与红色花岗岩的不整合接触部位呈不连续

的带状展布（称主体混合岩带），局部呈枝状顺层交代浪子山组（称层间混合岩带），总厚数十米。背斜北翼见有少量白色混合岩顺层交代浪子山组石英岩及片岩。

白色混合岩系沿不整合构造带或层间断裂破碎带交代两侧围岩而成。由于混合交代程度的不同，可分为混合质变质岩（migmatitic metasediment）、斑杂状混合岩（textitic migmatite）（包括微片麻状混合岩）、均质混合岩（homogeneous migmatite）及混合花岗岩（migmatitic granite）几种岩石类型。其在空间展布上显示出一定的分带现象（图2）。

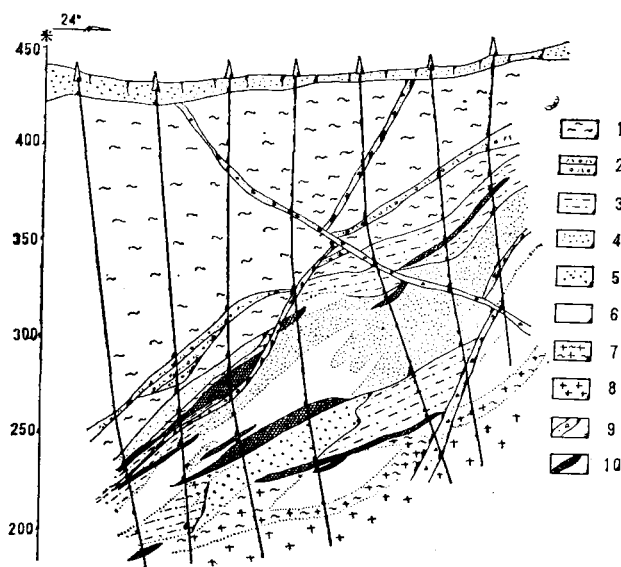


图2 某矿床地质横剖面图

Fig. 2. Geological cross section of a certain deposit

1—片岩；2—角闪片岩；3—云母石英片岩；4—石英岩；5—变质石英砾岩；6—混合质和斑杂状混合岩；7—白色均质混合岩；8—浅红色混合花岗岩；9—断层；10—矿体

在向红色混合花岗岩过渡的一侧，形成一宽度不大（几米—一、二十米）渐变过渡的浅红色或白色混合花岗岩带。而向浪子山组过渡的一侧，由均质混合岩渐变为斑杂状混合岩、混合质变质岩到正常沉积变质岩的演变趋势。一般，主体混合岩带混合交代程度较高，主要为均质混合岩；层间混合岩带混合交代程度较低，主要是斑杂状混合岩。

本区辽河群浪子山组与红色混合花岗岩之间存在古风化面，为沉积不整合接触，与白色混合岩间为混合交代接触。利用发射光谱铅同位素数据，求得红色混合花岗岩的 Pb—Pb 等定线年龄为 2320 百万年，U—Pb 三阶段模式年龄为 2336 百万年，属太古代末期鞍山运动的产物。以相同方法所得浪子山组年龄为 2097—2210 百万

年，属下元古代。白色混合岩年龄为 1890—1933 百万年，属吕梁运动产物。故红色混合花岗岩是辽河群的基底，白色混合岩是在辽河群变质期形成的。本区铀矿化与后者有密切的成因联系。

二、各类混合岩特征

本区白色混合岩是由浪子山组底部层位的石英岩、云母石英片岩及部分红色混合花岗岩，受到不同程度的混合交代改造而成。由于交代作用发育程度的差异，以及被改造的原岩物质成分、结构构造的不同，导致白色混合岩岩性的不均一性。各类混合岩岩石特征及矿物岩量统计列于表 1、2 中，岩石化学三氏参数值计算结果见表 3。

白色混合岩矿物成分的变化特征是，随混合交代程度增强，脉体矿物增多，基体矿物减少，钾长石含量增多，酸性斜长石含量相对减少。岩石化学特征上表现为 a 值渐增，Q 值渐减，反映碱交代作用加强。Or 值渐增，Pl 值下降，Ot 值相应升高，说明钾交代作用增强。

各类混合岩岩石特征

表 1

岩石名称 特征	混合质变质岩	斑杂状混合岩	均质混合岩	混合花岗岩	红色混合花岗岩
交代作用	交代作用不太发育, 钠交代为主 (酸性斜长石交代石英)	交代作用明显, 主要为钠交代 (酸性斜长石交代石英), 部分钾交代	交代作用广泛发育, 钾钠交代均明显	交代作用明显, 钾交代比钠交代更广泛	交代作用发育, 以钾交代为主
交代方式	微弱注入交代及渗透交代	注入交代及不完全渗透交代	渗透交代为主	完全的渗透交代及部分重熔交代	重熔交代为主
脉体矿物成分及含量	酸性斜长石为主, <30%	酸性斜长石为主, 少量微斜长石: 30~70%	微斜长石及酸性斜长石, >70%	微斜长石为主, 其次为酸性斜长石, 原岩彻底改变	微斜长石为主, 其次为酸性斜长石, 原岩彻底改变
结构构造	基本保留原岩的成分及结构构造, 可见交代蚕食结构, 出现斜长石的交代斑晶	交代蚕食结构及交代残留结构普遍发育, 斑杂团块状或斑杂带状构造	交代结构、残留阴影结构发育, 局部为花岗变晶及不等粒变晶结构, 块状构造	交代结构、花岗变晶结构。块状构造	似斑状结构, 花岗结构及交代结构。块状构造
形态特征	新生组份量不多, 基本保持原岩面貌	岩石结构不均匀, 原岩物质成条带状, 团块状残体分布, 新生长石形成大小不等的斑晶及聚斑晶	岩石结构较均匀, 原岩组份基本消失或呈残留阴影, 新生组份粒度较粗, 成份变化较大	岩性结构均一, 原岩组份难于辨认, 类似花岗岩	岩性结构均一, 似花岗岩

1. 混合质石英岩及斑杂状混合岩, 混合交代不彻底, 保留基体石英较多, 脉体矿物以酸性斜长石为主, 钾长石较少。Ot<50%, K<Na, 说明岩石主要遭受钠交代作用。

2. 均质混合岩交代程度增强, 石英减少, 长石总量增多, 但钠、钾长石相对含量变化较大, Ot值有的大于50%, 有的小于50%, K-Na或为正值, 或为负值。一般取自靠近红色混合花岗岩的样品, 钾交代较发育, 取自靠近浪子山组的样品, 钠交代较明显, 反映了原岩组份的影响。

3. 浅红色混合花岗岩与红色混合花岗岩的特征相近, 矿物成分中钾长石多于斜长石, Ot值均大于50%。但浅红色混合花岗岩的Ot平均值较红色混合花岗岩稍小, 且后者中钾显著大于钠, 而前者有时K>Na, 有时Na>K, 反映了浅红色混合花岗岩对红色混合花岗岩的继承和改造特征。

4. 各类混合岩中斜长石牌号均较低, An<10%, 个别达15—17%, 属钠长石及钠更长石。

各类混合矿物定量统计

表 2

岩 性	矿物含量 (%)					Ot (%)
	斜长石	正长石	石英	黑云母	白云母	
混合质石英岩	12.0	0	82.2	3.5	2.2	0
斑杂状混合岩	41.2	12.4	43.5	1.0	2.3	21.7
均质混合岩	29.0	31.2	36.0	0.6	2.3	52.1
浅红色混合花岗岩	26.0	28.5	44.6		0.7	52.3
红色混合花岗岩	31.0	38.0	27.1	3.0	0.7	54.9

各类混合岩岩石化学特征值

表 3

岩 性	三 氏 参 数 值										
	Q	Or	Pl	Bi	Ms	Ot	An	K-Na	a	b	mg
混合质石英岩	39.6	11.3	31.2	1.9	10.9	27.9	5.9	-43	177.7	3.2	6.0
斑杂状混合岩	37.0	12.2	38.7	3.5	5.7	24.8	9.7	-70.9	179.7	4.5	9.0
白色均质混合岩	34.3	33.3	25.3	1.6	4.1	54.8	6.7	-9.6	217.0	2.4	5.0
浅红色混合花岗岩	35.7	34.4	21.8	2.0	3.4	62.0	7.5	17.9	204	3.1	4.5
红色混合花岗岩	32.2	40.7	18.5	1.9	3.0	68.7	6.7	26.8	217	3.3	7.6

5. 各类混合岩金属铝过饱和系列, 矿物成分中出现白云母。

三、白色混合岩成因探讨

白色混合岩与两侧围岩呈混合交代接触, 岩石中广泛发育交代残留结构。同时, 白色混合岩中, 黄铁矿的 δS^{34} 值变化范围较大 ($+6.1 \sim +14.1\%$, 平均 $+10.5\%$), 偏离陨硫较远。与浪子山组的 δS^{34} 值相近 ($-8.4 \sim +16.7\%$, 平均 $+7.9\%$)。说明白色混合岩不是深源分异成因的花岗岩, 而是就地混合交代形成的。

混合交代作用是在辽河群区域变质作用的基础上进一步发展演化产生的。区域变质的后期, 地壳内部热流升高和区域构造应力促使辽河群底部的红色混合花岗岩体沿不整合面发生构造侵位, 引起接触岩石发生热液动力变质和构造断裂。同时, 由于变质分异和红色混合花岗岩的局部活化, 产生含钠碱性溶液。在其沿红色混合花岗岩边缘断裂带及浪子山组层间破碎带运移时, 交代两侧围岩, 形成狭长带状或枝状的白色混合岩。以下就白色混合岩的形成及演化作一概略探讨。

1. 混合交代过程中岩石组份的变化 为了了解混合交代作用的发展过程, 用巴尔特法计算了各类混合岩及其原岩的标准岩胞阳离子数。由表 4 可见: 在石英岩遭受混合交代的初期阶段, Na 大量带入, Si 明显带出, 岩石中表现为酸性斜长石交代石英, 形成混合质石英

各类岩石标准岩胞中平均阳离子数

表 4

岩 性	样品数	标准岩胞中阳离子数												$\frac{Fe^{3+}}{\Sigma Fe}$
		K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Al	Ti	Si	C	P	
石英岩	7	9.9	2.6	3.4	22	1	2.3	5.9	23.9	1	751.9	4.8	1	0.28
混合质石英岩	4	35	62.3	4.5	3.5	1	4.8	5.5	135.5	1.8	629.3	1.5	1.3	0.46
斑杂状混合岩	8	30.8	71	9.4	4.6	1	5.1	8.9	149.3	1.6	615.4	4	1.1	0.36
白色均质混合岩	9	50.9	57	5.7	4.3	1	4.2	8.3	133.4	1.2	639		1.4	0.34
云母石英片岩	6	44	9.7	3.7	12	1	6	15.8	128.3	2	621.5		1.3	0.28
微片麻状混合岩	1	24	54	12	12.3	1	5	27	136	3	605		1	0.16
浅红色混合花岗岩	5	55.8	50.6	4.6	2.2	1	4.8	5.6	128.2	1.2	646.8		1.2	0.47
红色混合花岗岩	7	63.0	48.6	4.1	3.6	1	8.4	6.3	134.7	1.3	637.3		1.7	0.57

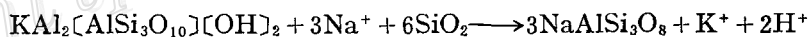
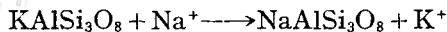
岩及斑杂状混合岩。随混合程度加深, K交代增强, K的带入加剧, Na呈带出趋势, Si已停止带出, 这时岩石中微斜长石交代早期生成的酸性斜长石, 形成均质混合岩。微片麻状混合岩的原岩是云母石英片岩, 交代过程中Na带入, K、Si带出, 岩石中酸性斜长石交代云母和石英。浅红色混合花岗岩与红色混合花岗岩相比, 也反映出有Na对K的交代置换作用。

为了研究混合交代作用所引起的岩石剖面上组份的变化, 再列举一钻孔柱状剖面(图3)。该剖面中, 179—197米为层间混合岩带, 两侧围岩是石英岩和石英砾岩, 206—234米为主体混合岩带, 向下经浅红色混合花岗岩过渡到红色混合花岗岩。选择石英岩作为比较的基准。由图可见: 层间混合岩带Na明显带入, Si明显带出, K变化稳定, 与石英砾岩的K离子数相近。反映该带中主要发育钠交代作用。主体混合岩带中Na的带入作用相对减弱, 而K呈明显带入。从石英砾岩→白色混合岩→浅红色混合花岗岩→红色混合花岗岩, K呈线性递增, 说明主体混合岩带中钾交代作用发育, 其部分取代了钠交代作用, 且K主要取自于被改造的红色混合花岗岩。

由上述资料可见, 形成白色混合岩的初始溶液为一富Na的碱性溶液, K主要来自被交代的原岩。

2. 混合交代作用的演化阶段 镜下所见混合岩化作用是从广泛的酸性斜长石交代开始, 经历了三个演化阶段, Na、K交代作用交替发育, 强度逐渐减弱。

(1) 主体混合交代阶段: 钠质溶液沿构造带对两侧岩石进行渗透交代。沿不整合面构造带运移的溶液, 改造浪子山组底部含长石石英砂砾岩及红色混合花岗岩, 钠长石最易取代其中的钾长石及白云母, 反应式可表示为:



随着交代作用的发展, 溶液中 K^+ 浓度渐增, Na^+ 浓度渐减, 至一定临界值, 钾交代就取代了钠交代, 岩石中出现微斜长石交代早期钠长石现象。由于不整合面部位相对富含K质成分, 故主体带白色混合岩中钾交代发育。

沿浪子山组层间构造带运移的钠质溶液, 主要交代石英岩或云母石英片岩。由于原岩中含钾矿物少, 故层间混合岩带皆以钠交代占主导。

(2) 残余混合交代阶段: 经过主体阶段后的残余钾钠溶液, 沿早期混合岩的碎裂部位注入交代, 形成不规则状细晶长英质脉体。这一阶段作用强度较弱。

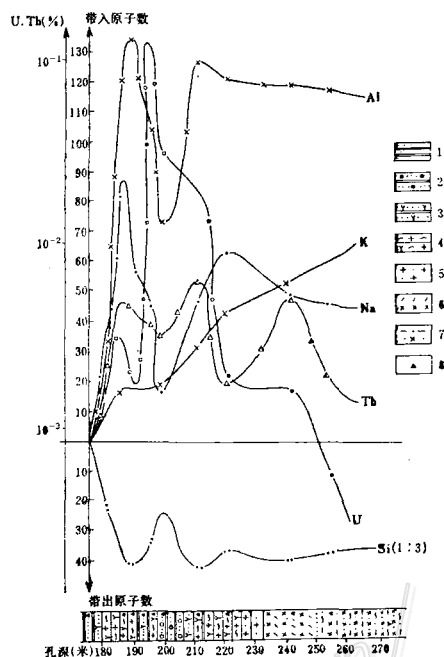


图3 钻孔柱状剖面中元素带入带出曲线
Fig. 3. Drill column indicating inward or outward migration of elements

1—石英岩; 2—石英砾岩; 3—混合质变质岩;
4—斑杂状混合岩; 5—均质混合岩和白色混合花岗岩;
6—浅红色混合花岗岩; 7—红色混合花岗岩; 8—取样位置

(3) 残余热液阶段: 混合交代作用演化的末期, 进入热液阶段, 沿岩石碎裂部位发育热液期钠长石化和绢云母化。空间上与铀矿化关系较密切。富矿部位还可见到微弱的绿泥石化和黄铁矿化。

四、混合交代作用与铀成矿的关系

本区工业铀矿化, 尤其是富矿体, 在空间分布及成因上, 均与形成白色混合岩的混合交代作用有密切的关系, 主要表现为:

1. 混合交代作用为成矿提供了有利的构造空间 本区多数铀矿化部位均发育有不同程度的构造交代作用。工业铀矿化主要赋存在交代程度较弱的层间混合岩带中。该带由于混合程度差, 交代不完全, 原岩残留体呈大小不等的斑杂带状分布, 加剧了岩石结构构造的不均匀性, 使岩石机械强度减弱, 尤其是边缘部位, 容易发生破碎和断裂, 为成矿提供了有利空间。工业铀矿体多产在层间混合岩带边部遭受后期构造破碎部位, 呈似层状、透镜状, 似脉状等, 顺层及局部切层产出(图2)。

2. 混合交代作用为成矿提供了良好的铀源 本区所见白色混合岩铀含量平均为12—16 ppm, 比地壳克拉克值高出3—5倍。白色混合岩的铀浸出率也较高, 常温下, 在固液比为1:10的1%碳酸钠溶液中, 铀浸出率一般为13—28%, 平均19%。根据白色混合岩中五个酸性斜长石单矿物分析, 铀含量平均73 ppm, 五个钾长石单矿物分析铀含量为45 ppm, 均较岩石底数值高数倍。显微放射照相可见 α 径迹沿长石解理及微裂隙分布和在蚀变的黑云母中呈吸附形式, 偶见超显微粒级的沥青铀矿。据发射光谱铅同位素资料, 白色混合岩中的铅均属异常铅, Pb^{206} 丰度值高, 平均36—42%。以上事实表明, 形成白色混合岩的含钠碱性溶液在其运移过程中, 可部分吸取两侧围岩中的活动铀。当其对原岩进行渗透交代时, 改造云母长石等矿物, 又促使矿物晶格中的铀活化析出, 发生运移和再分配, 在局部相对富集, 为后期混合热液成矿提供了铀源。

3. 含钠碱性热液是形成工业铀矿化的重要条件 铀矿化赋存部位热液期钠交代较发育。其对铀成矿的控制作用是: 1) 热液钠化过程中, 钠长石交代微斜长石, 由于Na的离子半径(0.97 Å), 小于K的离子半径(1.33 Å), Na^+ 置换 K^+ 的等容交代作用, 导致矿物及岩石机械强度进一步减弱, 在构造应力作用下极易破碎, 钠化碎裂岩石是本区工业铀矿化赋存的重要岩性之一。2) 含钠碱性热液活动性强, 沿裂隙运移时, 向两侧围岩渗透交代, 改造原岩矿物, 可促使岩石中的部分活动铀转入溶液之中。在碱性条件下, 铀可形成碳酸铀酰络合物($Na_4[UO_2(CO_3)_3]$)随热液搬运。由于温度和压力的梯度差, 促使热液向混合岩边缘带运移, 当进入有利空间时, 介质条件发生变化, 使平衡破坏, 络合物分解, CO_2 逸出并可顺构造流失, 铀被还原沉淀或被吸附形成矿体。故含钠碱性热液是铀迁移富集形成工业铀矿化的良好运载条件。

根据六个爆破法测温资料, 本区沥青铀矿的形成温度介于250—350℃之间, 属中(偏高)温热液作用产物。同时据北京铀矿地质研究所及贵阳地化所测定的14个沥青铀矿的U—Pb法三阶段模式年龄为1898百万年, 与白色混合岩年龄(1920百万年)十分接近。此外, 含矿与非含矿白色混合岩中微量元素组合特征相似, 成分简单, 矿石中除U、Th、Pb和稀

土等元素含量增长外,无明显数量的新组份带入。以上资料均说明成矿的碱性热液是钠质混合溶液演化派生的产物,其在时间、空间、形成温度、溶液组份、性质等方面都具有对混合溶液继承和演化发展的双重特征。

五、对铀成矿作用的认识

本区浪子山组底部铀的成矿作用可大体归纳为三个阶段:

1. 鞍山运动后,连山关红色混合花岗岩体出露地表,遭受长期风化剥蚀,岩石中部分铀被分解出来。随水流迁移,至近海的基底洼槽中,由于流速减慢, pH 值改变,以及有利的氧化还原条件,铀被淤泥、有机质、铁质等还原沉淀或吸附,在浪子山组底部形成局部含铀层位。含铀层中富含碳质、泥质和黄铁矿,铀含量平均 12—14 ppm, 铀浸出率 14—23%, 是本区铀成矿的重要铀源层。铀源层的存在是本区铀成矿的基础。

2. 吕梁运动使辽河群地层遭受低—中级区域变质,变质过程中,岩石析出的变质水,能促使含铀层中同生铀运移富集(含铀层云母石英片岩中黑云母、石榴石变晶的铀含量最高可达 0.025—0.044%, 比岩石铀含量提高数十倍,镜下见有晶质铀矿),在区内局部形成沉积变质型贫矿或矿化层。辽河群地层褶皱及红色混合花岗岩构造侵位过程中产生的挤压断裂和层间破碎带,控制了白色混合岩的分布。沿地层走向迭置的倾向褶皱及其派生的断裂构造,为铀成矿准备了有利空间,是形成工业铀矿的重要条件。

3. 变质作用后期发生以钠质交代为主的混合岩化和碱性热液作用,在其交代围岩的长期演化过程中,大量吸取岩石中的铀元素,在有利的构造空间和适宜的物理化学条件下,还原沉淀,形成混合热液型富矿;或改造沉积变质型贫矿,形成迭加再造型矿化。热液作用是形成工业富矿的主导。

由上可见,本区铀成矿经历了沉积、变质和混合热液交代的复杂过程,具有一定的层控特征,但主要工业铀矿化形成于混合热液阶段,属多阶段复成因似脉型矿床。

参 考 文 献

- [1] Binns, R. A., McAndrew, J., and S-S. Sun, 1980, Origin of uranium mineralization at Jabiluka. Uranium in the Pine Creek Geosyncline.

RELATIONSHIP OF URANIUM MINERALIZATION TO MIGMATITIC METASOMATISM IN LOWER PROTEROZOIC STRATA IN LIANSHANGUAN AREA, LIAONING PROVINCE

Zhong Jiarong

Abstract

The Lianshanguan area is located in the northeast part of Northern China Platform. It lies in the Lianshanguan brachyanticline composed of strata of the Lower Proterozoic sequence called Liaohe Group. The core of the anticline is made up of an approximately EW striking migmatitic granite. In recent years a number of radioactive anomalies and uranium occurrences have been discovered along the contacts between Liaohe Group and the migmatitic complex massif on both flanks of the anticline.

In this paper the migmatitic metasomatism as an important metallogenic controlling factor is discussed in some detail, which is to be summarized as follows:

1. According to the isotopic ages and the field occurrences, the red migmatitic granite and the white migmatite developed in this region can be considered as products of different periods. The former (2320—2336m. y.) was formed during Late Anshan orogeny, comprising the basement of Liaohe Group, while the latter (1890—1933m. y.) was formed during Luliang orogeny, migmatizing and replacing the strata of Liaohe Group. Uranium mineralization formed at 1900 m. y. was closely related to the white migmatites.

2. The characteristics of different kinds of migmatites are described with respect to their mineral constituents, petrotexture and petrochemical composition. The homogeneous red migmatitic granite is rich in potash feldspar, whereas the white migmatite is rather complex in lithology, having well-developed taxitic texture and relatively abundant plagioclase.

3. The evolution of the migmatitic metasomatism in time and space are studied through the observation of compositional variation of different migmatites. During Luliang orogeny, the Liaohe Group underwent regional metamorphism of epidote-hornblende facies. In this process the tectonic emplacement of the red migmatitic granite underlying Liaohe Group caused tectonic faulting and thermodynamic metamorphism along their contact zone. Meanwhile, a Na-bearing alkalic solution was produced due to the metamorphic differentiation

and the local remobilization of the red migmatitic granite. Migrating through the fracture zones developed along the periphery of the red migmatitic granite and the interstratified brecciated zone in Langzishan Formation of Liaohe Group, the Na-bearing solution replaced the wall-rocks—quartzites, mica-quartz-schists of basal part of Langzishan Formation and a part of the red migmatitic granite—on both sides and produced an elongated belt of white migmatites 0—100m in width. This migmatization, therefore, is actually an alkalic metasomatic process, which can be divided into three stages: the main migmatitic stage, the residual-migmatitic metasomatic stage and the stage of migmatitic-hydrothermal solution. It started from Na-metasomatism which subsequently gave way to K-metasomatism. Potassium had been obtained from wall rock itself. Na-metasomatism and K-metasomatism occurred alternatively with their intensity weakened gradually. The difference in composition of the original rocks and in intensity of the metasomatism resulted in the spatial zonation of white migmatites. A transitional belt of light red or white migmatitic granite was formed along the periphery of the red migmatitic granite. From this belt to the metamorpho-sedimentary rocks of Liaohe Group there can be roughly recognized three subzones: homogeneous migmatite, taxitic migmatite and migmatitic metasediments. But such a zonation often extend discontinuously. Usually the interstratified white migmatitic belts represent mainly Na-metasomatism and are characterized by lower intensity of metasomatism.

4. The relationship of uranium mineralization to migmatitic metasomatism is investigated. The white migmatite, whose U abundance reaches 6—16 ppm on average and whose uranium-extracting rate is higher than that of other rocks in the region, provided part of uranium source. Uranium mineralization mainly appears in the fracture zones along the borders of the interstratified white migmatitic metasediments. Inhomogeneity of the metasomatism in these zones can be regarded as a favorable tectonic condition for uranium mineralization. The late Na-bearing alkalic hydrothermal solution, being an important transport agent for uranium migration, caused the mobilization and concentration of uranium previously scattered in the rocks.

5. The genetic type and mineralization model of uranium deposits are put forward tentatively. The mineralization of economic significance seems localized in the subzone of white migmatitic metasediment and in the basal part of Langzishan formation. The isotopic ages suggest that the uranium mineralization formed at 1898 m. y., i. e., slightly later than the stage of migmatitic metasomatism. The processes of the formation of uranium deposits may be broadly stated as follows: After Anshan orogeny the Lianshanguan red migmatitic granite massif

was exposed at the surface and underwent weathering erosion. Part of uranium was separated out from the rocks and carried by runoff to the base trough near the seacoast. In the transitional environment of redox uranium could be reduced and precipitated from water or be absorbed, giving rise to a horizon of low-grade uranium at the basal part of Langzishan formation. During Luliang orogeny, Liaohé group underwent a lower middle grade regional metamorphism and part of the syngenetic uranium could be reconcentrated to form the poorly graded mineralization of sedimentary-metamorphic type. At the late stage of metamorphism the migmatitic metasomatism and alkalic hydrothermal alteration took place which stimulated the mobilization of uranium from surrounding rocks and, under the favorable physico-chemical conditions, deposited it in the suitable fracture zone to form the rich orebodies of migmatitic hydrothermal type or to reconstruct the low grade orebodies of sedimentary-metamorphic type into the superimposed mineralization. All this indicates that the deposits are likely to be of the multistage, polygenetic vein-like type, which underwent a complex processes of sedimentation, metamorphism and migmatitic metasomatism during their formation. They are, to a certain extent, stratabound, but the commercial uranium mineralization mainly occurred at the migmatitic hydrothermal stage.

<http://www.kcdz.ac.cn/>