

文章编号 10258-7106(2009)05-0599-12

# 碱型地幔流体与富碱热液成矿

杜乐天, 王文广

(核工业北京地质研究院, 北京 100029)

**摘要** 碱交代作用是整个热液作用成矿的一个基本机理,包括:①所有的热液作用是碱型地幔流体从对岩石(或岩体或地层)进行碱交代(K、Na的带入)开始的;②提供矿源(靠富K、Na热液的强烈交代作用在热液上升路途上萃取岩石矿质);③形成碱交代岩,使热液由强碱性向酸性([H<sup>+</sup>]离子浓度增长)演化,以破坏稳定的矿质迁移形式,导致沉淀、卸载、成矿;④碱交代岩是高压高温爆裂岩,角砾和次生孔隙度由此大增,有利于热液和构造再活动,成为金属成矿和油气成藏的有利储矿围岩。文章用新的证据证明此富碱热液来自深部碱型地幔流体(A-HACONS),通过碱金属地球化学这条纲把热液作用和地幔流体作用串联为深浅一个整体。

**关键词** 地质学, 碱型地幔流体, 碱交代作用, 热液成矿

中图分类号: P611

文献标志码: A

## Alkaline mantle fluids and alkali-rich hydrothermal metallogensis

DU LeTian and WANG WenGuang

(Beijing Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China)

### Abstract

An important ore-forming regularity concerning the alkaline metasomatism in literature has been long neglected. In the past 30 years, the authors have gradually found out that the alkaline metasomatic process constitutes the crucial ore-forming mechanism, as evidenced by the following facts: ① the whole hydrothermal process starts with the alkaline metasomatism (the introduction of K<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> to the altered rocks); ② this process provides ore sources by leaching and extracting of ore components from pathway rocks through metasomatism; ③ the process can promote the hydrothermal solution transition from alkaline to acidic by the exhaustion of K<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> in the solution and the destruction of the stable migration forms of ore components, thus resulting in their precipitation; ④ alkaline metasomatic rocks become very porous, which is favorable for the introduction and penetration of ore-forming solution and provides ore and oil-gas traps. New evidence is given in this paper which shows that the metasomatic hydrothermal solution is derived from deep alkali-rich mantle fluids (A-HACONS flow).

**Key words:** geology, alkali-rich mantle fluids, alkaline metasomatism, hydrothermal mineralization

## 1 成矿壳层

众所周知,中外各地对 W、Sn、Mo、Bi、Li、Rb、Be、REE、Pb、Nb、Ta 等亲花岗岩体矿床的研究已相当精深。但是这些矿床的深处(向下 500~2 000 m)究竟是个什么地质情况却少为人

知。即使打过深钻,也为数寥寥,不易得窥全貌。幸好花岗岩铀矿地质学家寻找的恰好是这一深部层次,几十年来区调、普查、揭露、勘探和科研的对象正是这一地质深度的大型花岗岩基。现以华南燕山期与花岗岩有关的矿床为例,其在垂向上基本上可以分出上、下 2 大成矿壳层:①非铀金属成矿壳层(以 W 矿为代表);②铀矿成矿壳层(U 矿),简图示意于图 1。

第一作者简介 杜乐天,1932年生,研究员,从事铀矿、碱交代作用、地幔流体、地球排气等研究。

①成矿壳层指在一个矿田范围内各矿床矿体在垂向上定位深浅大体有个范围。

收稿日期 2009-06-18;改回日期 2009-08-03。张绮玲编辑。

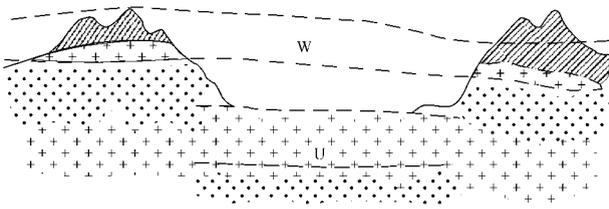


图1 华南钨矿壳层(W)和铀矿壳层(U)上下示意图  
(杜乐天,1982)

点区为钾钠长石化碱交代带(矿质亏损带,提供矿源),W多在高山区,在岩体(+ )及围岩(斜线)接触面上下;U多在相对低洼丘陵地区。现在高山W矿之下深处是否存在铀矿,正在研究中

Fig. 1 Vertical range of ore body location of W, U deposits in South China (Du, 1982)

Dotted area means K-, Na-metasomatic zone (ore material depletion zone that provides ore source, W mainly exists above or below the contact plane between the rock body (+) and the wall rock (oblique line) in the high mountain area; U occurs mostly in the relatively low hilly area. The problem whether there exist deep uranium deposits beneath high mountain tungsten deposits is being studied now

### 1.1 非铀金属成矿壳层(W)

非铀金属指W、Sn、Mo、Bi、Li、Rb、Be、Pb、REE、Zn、Nb、Ta等,它们的形成时间相对铀矿要早(>100 Ma);产出的部位较铀矿浅,且不论成矿后断块升降差异使问题复杂化,一般说海拔>700 m(标高),但也有例外,标高低于此值,矿床多定位于大花岗岩体顶部小岩体(岩枝、岩株、岩瘤,现代出露面积以 $0.1 \sim 1 \text{ km}^2$ 居多)或在其附近的沉积地层中;成矿时岩体尚未剥露出地表,成矿温度高( $t > 250^\circ\text{C}$ )。此壳层的厚度(垂幅)大体是1~1.5 km。

### 1.2 铀矿成矿壳层(U)

形成时间相对较晚(多数<100 Ma,也有>100 Ma者,在此不作讨论),产出的部位总体相对上述金属矿低,一般海拔标高<700 m,多定位于花岗岩体的深部相,成矿时岩体早已大面积剥露出地表,重要的铀矿田所在都是岩基式大花岗岩体,现代出露面积至少>80  $\text{km}^2$ ,有的为数百平方千米甚至上千平方千米,成矿温度较低( $t < 250^\circ\text{C}$ )。铀矿定位的地质深度在上述非铀矿床的深部,换言之,在铀矿田的上方曾经存在过上述W、Sn、Mo、Bi等非铀矿床或矿化。在华南,铀矿壳层垂幅大体是1~2 km。现在花岗岩型铀矿中一些地质现象和产物在上述非铀金属矿床中未必能看到。这当中有一个中外文献中很少提及的现象是:花岗岩体中的碱交代岩分布之广泛,远远超出想象。在华南数省很多花岗岩体野外路线观察几乎每几十米就会遇到一个碱交代的花岗岩露头。铀矿地质界多年的钻探表明,越向深部碱交代岩越来越多。过去一般

称之为“红化(碱交代轻者)”,或误当岩浆岩名之为“正长岩”,“二长岩(碱交代强者)”,“花岗正长岩”等。笔者经过镜下观察和化学分析,发现它们几乎全部是花岗岩的高温( $t > 350^\circ\text{C}$ )热液钾钠二长石化的碱交代岩。

## 2 热液蚀变的地球化学归类

过去人们曾经把各种金属矿床的成矿类型,诸如石英脉型、矽卡岩型、斑岩型、爆破角砾岩型、蚀变岩型等以矿物命名的热液蚀变进行地球化学归类,分成碱性蚀变、中性蚀变、酸性蚀变(氢交代)这也是热液演化由早到晚的序列。在碱性蚀变中又把六七十种矿物蚀变归类,简化为钾化、钠化、锂化、铷化、铯化(实际上可以同时有几种混合交代)。

对华南各地花岗岩体的印支-燕山期碱交代岩已积累了大量分析资料,现选取部分有代表性的花岗岩成分归纳为图2。以下将专门探讨K、Na化<sup>①</sup>。本文对稀有碱金属蚀变交代(Li、Rb、Cs)不拟涉及。

图2为华南印支-燕山期花岗岩碱交代中3个特征成分( $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ )含量变化图,箭头起点为原岩花岗岩,箭头终端为碱交代的花岗岩。①、②等为不同地区取样,所有碱交代作用都存在3大特征:①增钠箭头向上(Na交代),增钾箭头向上(K交代)或Na、K俱增(混合交代)。在碱交代中所有样品都大量排硅, $\text{SiO}_2$ 含量大幅度减少(箭头全部向下,减少5%~15%),排出的 $\text{SiO}_2$ 向上部沉淀为含石英英脉以及围岩硅化;②碱交代排硅的同时必然排矿(诸如U、W、Sn、Mo、Bi、Fe、Cu、Zn、Au、Ag等);③碱交代岩相对于原岩是矿质亏损岩、贡献岩,提供矿源。

华南印支-燕山期花岗岩碱交代最多的是钾、钠混合交代(钾交代为主,最发育),值得强调,钾长石、斜长石、钠长石以及白云母、绢云母等矿物的晶格中都不能容纳上述U、W、Sn、Pb等成矿金属元素,在晶体自纯作用中必然排斥它们于体外使之集中于热液中,并随热液迁移到浅部减压降温处沉淀成矿。

在成矿地区不断隆升、剥蚀、变浅,温度、压力逐渐降低的背景下,碱交代作用可细分为3个演化阶段:①钠钾长石化阶段( $t > 375^\circ\text{C}$ 超临界态流体无水干交代);②绢英岩化亚临界态( $t < 375^\circ\text{C}$ )湿交代(即高温热液作用开始);③石英脉、方解石脉、萤石脉中低温热液阶段(金属成矿以及油气成藏均主要在②、③阶段)。

在整个碱交代过程中存在:①酸碱分离;②先碱后酸;③下碱上酸;④下碱上硅;⑤下碱上矿;⑥矿-酸(指硅酸、碳酸、氟酸、氯酸、硫酸、砷酸、磷酸等)同步迁移;⑦同步定位;⑧同场富集。以上8条可视为整个热液成矿的基本机制(杜乐天,1996;2001)。在电性中和法则下热液富碱( $\text{Na}^+$ 、

① 钾化指钾长石化、云母化(黑云母、金云母、白云母、铬云母、钒云母、钡云母、绢云母、水云母、黑鳞云母)透长石化、冰长石化、钡长石化、白榴石化等等,钠化指钠长石化、角闪石化、钠云母化、方柱石化、绿柱石化、电气石化、方钠石化、方沸石化、霞石化、霓石化等等。

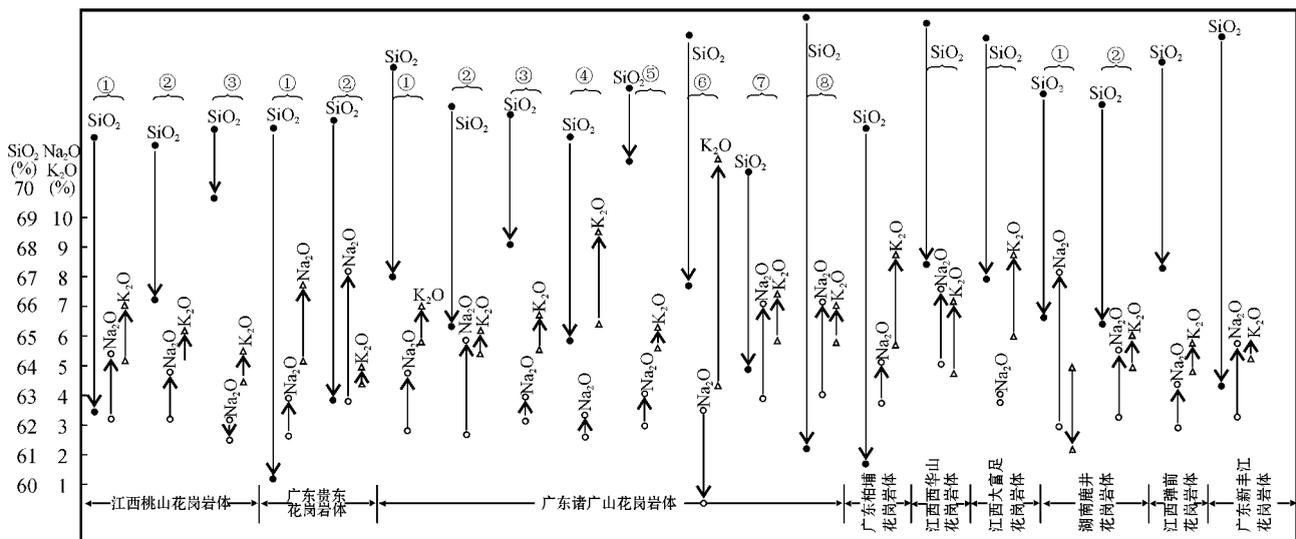


图 2 华南印支-燕山期花岗岩碱交代后 SiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O 含量变化示意图

Fig. 2 SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O content variations after alkaline metasomatism of Indosinian-Yanshanian granites in South China

K<sup>+</sup> 的同时必然也富含酸性挥发分 (F、Cl、S、As、P、CO<sub>2</sub> 等等)。过去只注意挥发分在成矿过程搬运矿质的作用, 忽视热液中 K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup> 起的主导作用, 它们更为重要。

华南花岗岩型热液铀矿之所以有规律地全部产出在花岗岩体内外 (或在岩体外带不远的地层中, 或在以花岗岩体为盆地基底的上覆砂泥岩系红层中), 关键是花岗岩体富铀。同是碱交代热液, 如果发育的是基性岩或绿岩系, 则产生 Au、Cu、Fe 等矿床。如果碱交代热液渗入到盆地含有机质地层中, 则可以通过干酪根加氢作用产生油气矿藏。矿床的规模和碱交代的规模以及强度成正比。大规模成矿和岩体大小无关, 而决定于岩体内部和深部地幔流体的碱交代规模和强度。总之, 成矿元素种类不同决定于岩石类型不同, 而成矿热液则共同源出于碱型地幔流体。

最近, 在矿床成因研究中又有新进展, 例如研究表明, 云南两个旧锡、铜、铅、锌矿群统一被富 Sn 花岗岩体深部碱氟流体活动所控制, Cu 来自玄武岩, Pb、Zn 来自碳酸岩地层 (毛景文等 2008)。

### 3 江西桃山铀矿田大布矿床 (6217)

笔者在江西桃山岩体大布矿床深孔岩心取样, 发现了铀矿床深部的花岗岩, 经碱交代后其中的晶质铀矿副矿物 (见照片 1, 可占全岩铀含量的 80% 以上) 大量减少或消失 (向上提供了成矿铀源), 见表 1。

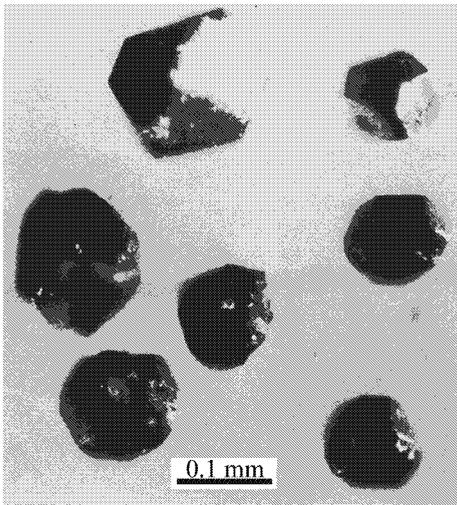
正是花岗岩体深部发育碱交代排铀, 故在华南数省几十万 km<sup>2</sup> 范围内加里东期-印支期-燕山期剥蚀较深的大花岗

表 1 桃山岩体碱交代岩和原岩花岗岩中副矿物含量变化对比表 (μ(B)/10<sup>-6</sup>) (杜乐天等, 1985)

Table 1 Content variation of accessory minerals in granities and their alkali-metasomatic rocks (μ(B)/10<sup>-6</sup>) (Du et al., 1985)

样品号	锆石	磷灰石	独居石	绿帘石	萤石	褐帘石	电气石	黄铁矿	磁铁矿	钛铁矿	白铁矿	晶质铀矿	方铅矿	磷钼矿	辉钼矿	赤铁矿	锐钛矿	
D-03	12.04	214.79	0.18	0.16		2.02		79.85	305.84	12.77	5.97	1.32	+	24.15		+		
D-06	17.76	259.07	4.25					38.98	5.81	150.02	2.88	2.34						
D-07	11.10	117.33	15.36					37.11	7.27	51.23		8.54		20.80		+		
D-04	13.42	147.72	6.02				1.87	3.26		51.76		10.41		6.30				
D-02	12.80	16.01	25.47					35.96	16.52	40.49		2.99						
D-08	11.98	150.86		7.50	0.70	25.78		1.13				2.29					2.54	40.17
D-05	6.80	18.88		45.09	2.30					269.05		0.23						3.32
D-14	52.52	98.79		88.59		1.11						1.11						
D-17	6.09	159.54		1.72	2.68					3.52								
D-01	27.78	65.40		65.07	0.39			0.46	0.14		0.30	0.61						10.02

注: 栏中上部 6 个样为原岩。栏中下部 4 个样为碱交代岩。无数据者为未被检查出来。注意: 晶质铀矿经碱交代后显著变少或消失提供铀源, 褐帘石、磷钼矿消失, 向上提供 REE。“+”代表个别颗粒。



照片1 产矿铀花岗岩中晶质铀矿重砂(成矿铀之源)

晶质铀矿( $UO_2$ )虽然外表晶形完好,但其中由于:①上亿年 $\beta$ 、 $\alpha$ 、 $\gamma$ 蜕变(其U-Pb年龄~160 Ma);②U自发分裂及诱发分裂核后座;③蜕变子体元素多达11种(由Pa到Tl);④He、Rn、O气体释放;⑤放射性热积累,使其晶体严重松散,极易被热液溶解成为提供矿源的活化铀。晶质铀矿是自然界铀元素最集中的矿物。如果花岗岩中REE、Nb、Ta、Zr副矿物多,将会使岩石中铀固定于此等副矿物中而成为惰性铀不易提供铀源

Photo 1 U raninite in granites (U source of uranium deposits)

In spite of its perfect crystal form, uraninite has been subjected to the following actions: ①  $\beta$ ,  $\alpha$ ,  $\gamma$  decay (with U-Pb age ~160 Ma), ② spontaneous and induced fission of U, ③ decay, with 11 daughter elements (from Pa to Tl), ④ release of He, Rn and O gases, and ⑤ accumulation of radioactive heat; as a result, the crystals of uraninite become seriously loose and tend to be dissolved by hydrothermal solution into activation uranium, thus providing ore source. Uraninite is a mineral with most concentrated uranium element in nature. If granites have too many REE, Nb, Ta and Zr accessory minerals, these minerals will cause the fixation of uranium in them and turn the uranium into inert uranium, which is unlikely to provide uranium source

岩体到处是铀放射性异常和含铀硅化带、石英脉及铀矿化点带,此中产出一大批重要的铀矿床、铀矿田。

值得强调的是,中国很多花岗岩体并不能形成铀矿,只有富含晶质铀矿副矿物的花岗岩体才是产铀矿花岗岩体。在法国海西期花岗岩区也有同样的规律。副矿物含量多少乃是岩体能否成矿的重要前提,这一规律也适用于其他不少金属矿床,苏联东北部和滨海地区产锡花岗岩体锡石高达 $1.8 \times 10^{-6} \sim 67.6 \times 10^{-6}$ (一般是 $0.24 \times 10^{-6}$ );北高加索和哈萨克斯坦产钨花岗岩辉钨矿高达 $0.7 \times 10^{-6} \sim 1.9 \times 10^{-6}$ (一般是 $0.24 \times 10^{-6}$ )。阿尔泰和滨海产钨花岗岩中黑钨矿、白钨矿分别为 $16.5 \times 10^{-6}$ (一般是 $0.31 \times 10^{-6}$ )和 $1.6 \times 10^{-6}$ (一般是 $0.3 \times 10^{-6}$ )。另外,产、锌、铁矿花岗岩中含方铅矿 $47 \times 10^{-6}$ (一般 $0.12 \times 10^{-6}$ )、闪锌矿 $74 \times 10^{-6}$ (一般 $3.23 \times 10^{-6}$ )、磁铁矿 $15300 \times 10^{-6}$ (一般 $7798 \times 10^{-6}$ ) (Ляхович, 1979)。中国

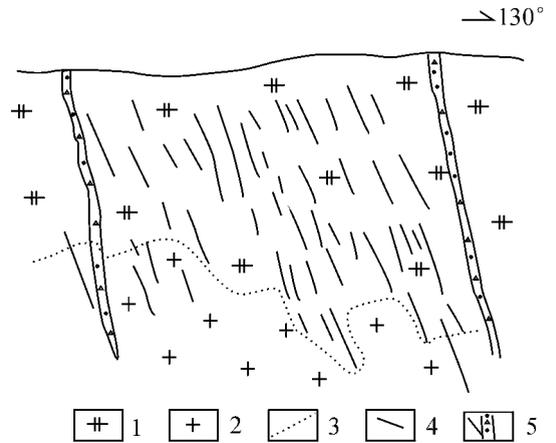


图3 大布矿床剖面示意图

1—二云母花岗岩;2—黑云母花岗岩;3—韧性剪切带钾化蚀变界线,其上为红化型矿体,其下主要为绿化型矿体;4—矿体;5—角砾岩带

Fig. 3 Geological sketch section of the Dabu uranium deposit  
1—Two mica granite; 2—Biotite granite; 3—Boundary of K-alteration in ductile shear zone, whose upper part is red alteration type ore bodies, whereas the upper part is mainly green alteration type ore bodies; 4—Ore body; 5—Breccia zone

的宁芜、金鸡岭、邯邢等铁矿以及众多地区的金矿也有此等规律。

近期在俄国文献中又发现新的研究成果。在红石地区巨型热液铀矿田的安泰矿床深部已经圈出铀的亏损带(铀的亏损部分向上提供成矿的铀源),正是含钨花岗岩体碱交代强烈发育部位(见图3、4)。请注意,安泰矿床的深钻(2663 m,图5中误为7662 m)揭露到的铀亏损带并未打到底,估计再向深部还可能有一定延伸。

总之,源岩中的矿质经过碱交代后含量低于原岩(亏损),由此提供矿源。这一些规律之所以长期不为人注意,一是因为碱交代岩不是矿,不必专门研究;二是它们多处于矿体之下较深的矿根相。

值得强调,上述种种富碱热液的基本成分经多年研究确认是 $NaKCO_3$ 或 $NaHCO_3-KHCO_3$ 型溶液(碱交代中总有方解石或白云石等碳酸盐矿物共生)。

#### 4 富碱热液的来源

碱交代作用既然如此发育和广泛,而且并不因成矿元素、矿化类型、大地构造单元、成矿时代而异,到底这种富碱热液究竟来自何方?而今在学界有以下推论:

(1)热液来自花岗岩岩浆分异 早在上世纪60年代初就从很多方面否定了此种说法,铀矿热液和花岗岩岩浆毫无关系(矿、岩时差相隔太大,例如,花岗岩体是180 Ma,而成矿是75 Ma)。其他金属热液(除花岗岩体顶盖相钠长石 $Li$ 、Be、W、Sn矿化外)成矿类型也都是在花岗岩浆固结成岩体之后

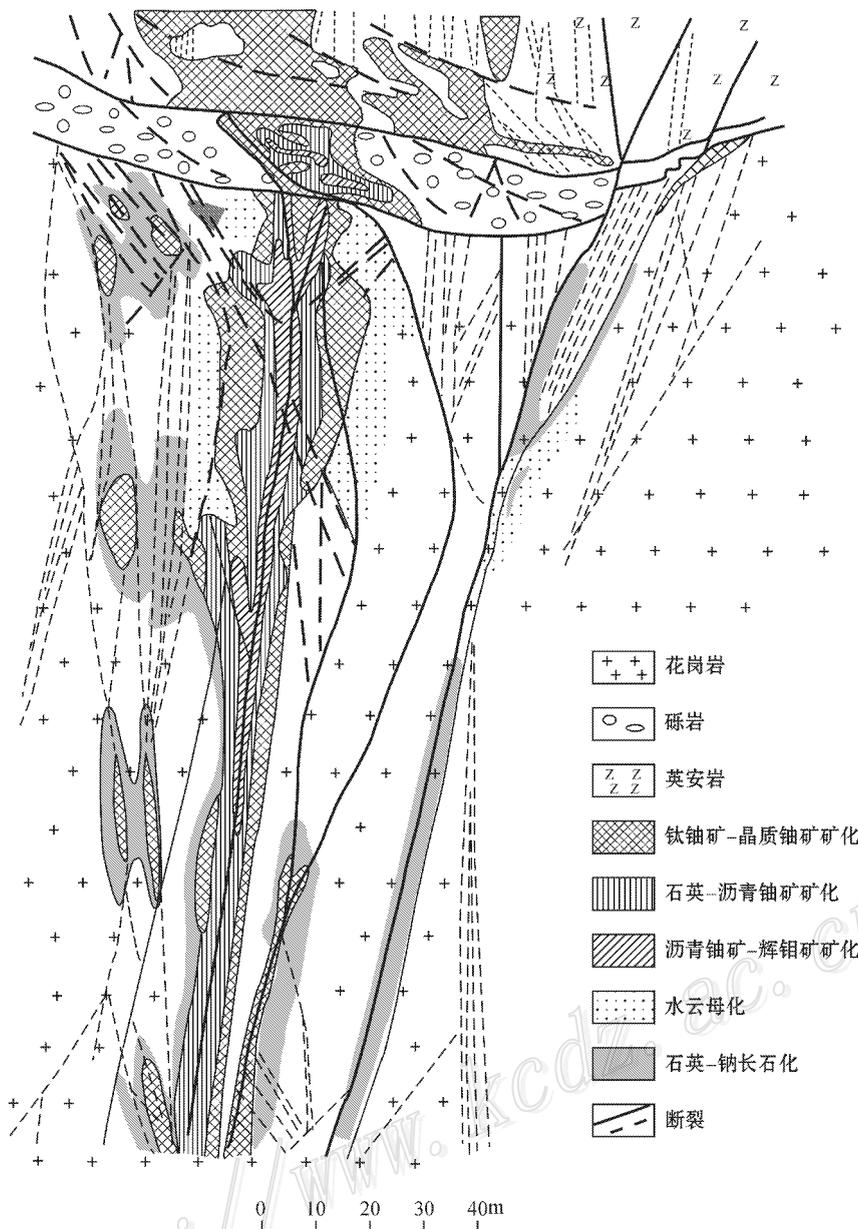


图 4 铀在安泰矿床剖面上的分布图<sup>①</sup>(据科斯基科夫等, 2002)

Fig. 4 Uranium distribution in geological section of the Antai deposit (Kosjikov et al., 2002)

成矿的。

(2) 来自地幔柱 (Mantle Plume) 或热点 (Hot Spots) Plume 和 Spot 究竟是何物质至今没有答案, 而且也缺乏具体实物的证明。笔者认为, Plume、Spot 实质上就是地幔流体喷流。

(3) 来自板块俯冲 华南印支-燕山期花岗岩成因和洋壳俯冲毫无关系。远离太平板块的广西仍然发育花岗岩型铀矿。海水及海底沉积物并不富钾, 解释不了花岗岩中强烈的

钾交代现象。

根据近十几年研究和实物证实, 笔者认为富碱热液不可能来自花岗岩岩浆分异, 最大的可能是来自上地幔软流层 (体)。软流体上隆变浅后, 沿断裂上涌碱型地幔流体 (A-HA-CONS)。此流体由超临界态经减压降温相变为亚临界态, 热液作用才开始 (杜乐天, 1996, 2001)。在文献中经常可见地幔流体来自幔隆 (如 Kutina, 1995) 或幔柱的认识。这个概念看来还不确切, 固体地幔粘滞度太大, 不可能上隆, 只有变成

① 赵凤民. 2006. 俄罗斯铀矿地质. 核工业北京地质研究院内部材料. 69-82.

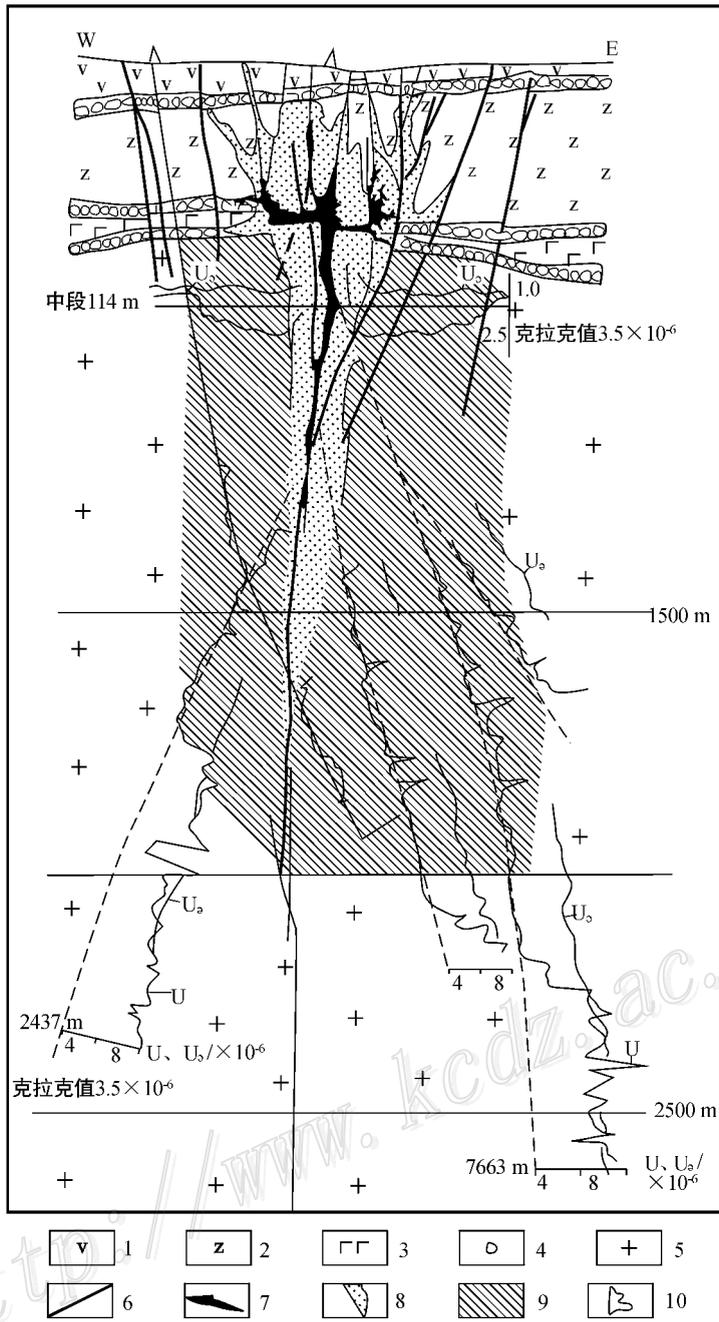


图5 安泰矿床矿石物组合和围岩交代蚀变在剖面上的分布图(据尼科尔斯基 2003)

1—流纹岩;2—粗面英安岩;3—安山玄武岩;4—砾岩;5—淡色花岗岩;6—断裂;7—矿体;8—铀矿体两侧分散晕;9—铀的亏损带;10—现存铀(U)和原始铀( $U_0$ )。图中现存岩石中U含量明显低于原始铀含量(即亏损),证实提供了U源

Fig. 5 Geological section of the Antai uranium deposit, showing distribution of ore mineral assemblages and wall rock alterations (after Nikorskii, 2003)

1—Rhyolite; 2—Trachydacite; 3—Andesite-basalt; 4—Conglomerate; 5—Leucogranite; 6—Fault; 7—Ore body; 8—U-halo; 9—U-depleted zone; 10—Residual uranium (U) and primary uranium ( $U_0$ )

软流体才能上隆,而软流体之所以产生,乃是从更深处充注了碱性地幔流体使然。流变一定得有流体的参与。决定地壳中成矿的不是地幔隆体,而是它的前身软流体。地幔隆体与软流体的含义大不一样。软流体上隆,地幔流体发散结束和固结之后,才形成地幔隆起。

近些年已有一些地球物理学家发现矿集区的形成和深部的软流体上隆和地幔流体上涌有紧密联系(边千韬,2000;彭聪等,1999;毛景文,2005;侯增谦,1996;邓晋福等,1999)。把热液成矿和深部低速、高导、软流层上隆相联系,反映了地学界早已不再满足笼统的地幔柱或热点的说法。大量研究证明地幔软流体乃是碱性地幔流体等储体的发源地,过去笔者已经详细论证过(杜乐天,1996,2001)。下面将用新资料、新实物再次对此命题加以论证。

现以横穿浙江-江西的 NEE 向赣杭火山岩断陷带为例,来考察该带地壳上部的相山铀矿田、大桥坞和大茶园铀矿田中的强烈碱交代和深部碱性地幔流体之间的成因联系。在此类铀矿田研究中,从上世纪 70 年代以来,人们早已发现有强烈的钠长石型(Na 化)前期铀矿及云母型(K 化)后期铀矿,而且,越深交代越强,碱交代越强,矿石也越富。如表 2。

上述铀矿床属于封闭式碱交代,矿质在碱交代过程中不能排放或与碱分离,只好定位于多孔隙、易再碎裂的碱交代岩石之中。

虽然当时曾怀疑此等富碱热液不可能来自地壳,但一直找不到直接的深部实物证据。在 1992~1995 年国家自然科学基金重点项目《地幔流体与软流层(体)地球化学》研究期间,笔者选择的研究地点之一是浙江衢州附近的西垄。该处新生代玄武岩中有大量尖晶石相和石榴子石相地幔橄辉岩包体(或称捕虏体)。在此包体中没有发现明显的交代矿物,但发育很多浆胞熔融微区<sup>①</sup>(0.1~1 mm),是顽火辉石、石榴子石等不一致熔融产物。另外,在浆胞的熔体玻璃中发现 K<sub>2</sub>O 含量极高,3 个样品的 16 个测点 K<sub>2</sub>O 为 9%~15.9%。之前,对此地幔包体也有众多精细研究(曹荣龙等,1990;路凤香等,1990)。众所周知,顽火辉石、石榴子石均为不含碱矿物,但一经熔化却发现大量的 K、Na 带入(另外还有挥发分),这证明地幔流体渗入才产生了熔融。

凡是岩浆熔融总是低熔点成分优先进入浆相,后者多为长英质,而长英质成分主要是 Na、K、Si、Al。因此,包体浆胞中的熔体玻璃可视为地幔流体的固化记录。国际上众多研究也早已证明地幔熔融产生岩浆乃是地幔流体交代反应的产物(Menzies,1987)。

1998 年温志坚在西垄重新取样也得出同样的结果,另外他在其东 100 km 以外的龙游取样测定,也得到类似结果<sup>②</sup>。可见软流体在地下是分布广泛的。

除了固体地幔岩包体中浆胞微区突出的富碱证明是富

表 2 钾化、钠化和铀矿化与海拔高度的关系

Table 2 Relationship of potash alteration, sodium alteration and uranium mineralization to altitude above sea-level

	矿化在海拔 0 m 以下 者(深)	海拔在 0 m 以上 者(浅)
U 含量	大多 > 1%	大多 < 0.1%
K <sub>2</sub> O 含量	大多 > 4%	大多 < 4%
Na <sub>2</sub> O 含量	大多 > 5%	大多 < 3%

表 3 浙江西垄地幔熔体包体全岩化学组成

Table 3 Whole rock chemical analyses of mantle melt enclaves from Xilong, Zhejiang Province

化学成分	w(B)%
SiO <sub>2</sub>	56.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.21
K <sub>2</sub> O	7.10
Na <sub>2</sub> O	2.89
CaO	9.66
MgO	2.19
FeO	3.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.95
TiO <sub>2</sub>	0.59
MnO	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20
S	0.02
Cl	0.02
F	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.11
总和	99.42

碱性地幔流体带入 K、Na,笔者还取得新的特殊富碱熔体捕虏体存在的证据。在 1992 年西垄取样时,就已发现过一种迥然不同于固体地幔岩的熔体捕虏体,它们呈数十厘米的团块,外貌犹如灰岩,白色,镜下颗粒极为细密。当时曾做了部分室内研究(杜乐天等,1996)。近两年,笔者又专门对此特殊熔体捕虏体进行了解剖,发现这是富碱(特别富 K)熔体(和宿主玄武岩浆成分截然不同)。其分析结果见表 3、4、5。

根据表 3 中化学分析结果,结合镜下矿物观察搭配计算矿物含量,得出:透长石 44%,透辉石 24.7%,钠沸石 10.9%,针钠钙石 8.4%,残余熔体玻璃 8.4%。

在西垄取样 100 块地幔样品中,有 90 块都是未经交代也不见浆胞发育的正常地幔二辉橄辉岩,大约只有 10 块发育浆胞。后来经过室内工作,笔者发现这 10 块地幔捕虏体具有一系列地幔软流体的特征(在此不赘述),结果证明采集深度大约 50~70 km,是软流层(体)的具体标本(杜乐天,1996)。特别值得指出,西垄采样点所在地正是大型火山岩型铀矿集

① 为了强调地幔选择熔融,笔者称此熔融微区为“浆胞”,前人称之为囊体、分凝体,国外文献称 bleb, drop, pocket。浆胞形成深度约 60 km。

② 温志坚,1999。相山火山热液型铀矿田富矿成矿作用。博士论文。核工业北京地质研究院。

表4 西莒地幔熔体包体的微量元素分析( $w_B/\times 10^{-6}$ )Table 4 Trace element analyses of mantle melt enclaves from Xilong, Zhejiang Province( $w_B/\times 10^{-6}$ )

元素	Li	Be	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Sr	Zr
结果	1.42	1.86	73.5	134	16.4	241	0.25	111	270	311
元素	Nb	Mo	Cd	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta
结果	16.5	0.31	0.32	0.036	3.54	0.62	0.74	1802	9.37	1.59
元素	W	Re	Tl	Pb	Bi	Th	U	Sc	Ti	V
结果	2.62	0.001	0.088	21.4	0.14	12.40	4.30	12.0	3434.1	95.7
元素	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm
结果	450.7	766.26	33177.9	19.6	211	36.7	66.0	8.43	30.7	6.0
元素	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
结果	1.57	5.82	1.05	5.70	1.19	3.49	0.49	3.04	0.43	34.6
比值	$\delta Ce^*$	$\delta Eu^*$	$\Sigma REE^*$	$\Sigma REE + Y$	$\Sigma LREE$	$\Sigma HREE$	LR/HR*	$(La/Yb)_N^*$	$(La/Sm)_N^*$	$(Gd/Yb)_N^*$
结果	0.78	0.91	170.62	205.22	149.40	21.22	7.04	7.17	3.82	1.17

\* 单位为1。

表5 浙江西莒玄武岩中熔体捕虏体部分玻璃和矿物扫描电镜分析

Table 5 Scanning electron analyses of lava xenolith in basalt from Xilong, Zhejiang Province

$\alpha(B)/\%$	M14-17-4	M14-17-6	M14-17-5
SiO <sub>2</sub>	53.24	63.82	54.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.89	17.63	12.10
Na <sub>2</sub> O	0.47	1.65	3.61
K <sub>2</sub> O	13.55	13.73	6.44
CaO	0.76	0.44	8.54
MgO	0.22	0.06	2.28
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.23	0.88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01		
FeO	0.37	0.37	3.32
SO <sub>3</sub>			0.53
总和	88.60	98.00	100.00
	玻璃质透长石	玻璃质透长石	微晶透辉石

分析者:石油勘探研究院何锦发。

区地壳上的碱交代热液铀矿与深部地幔软流体上下对应已有实物证明。此区无论是固体捕虏体还是熔体捕虏体,都可以用实物直接证明深部的确存在富碱地幔流体(此种上下对应关系还在继续研究中)。

## 5 其他地区实例

现在发现,许多金属矿集区深部也都能根据种种同位素研究结果确认存在当时的地幔流体遗迹和软流体证据。这方面近期已有一些学者的专著或论文给予深入阐发(刘从强,2001;毛景文,2005)。现再举其他一些地幔捕虏体研究的实例。

### 5.1 山东金矿区

众所周知,玲珑和焦家金矿其下部发育强烈K交代岩(胡受奚,2004)原岩或为玲珑花岗岩,或为郭家岭花岗岩,或为含Au的胶东群变质岩系)。笔者在上世纪70~80年代对

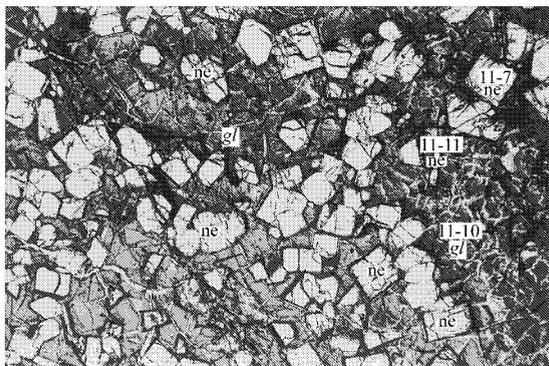
该区Au矿研究时发现,胶东地区深部简直是钾交代的海洋。当时曾预言金矿深度可以向下扩展到-800m海拔标高。到了本世纪初又去胶东时,提出该区金矿深度可以再向下延深到-1000m。所幸均被言中。估计今后还可能再深到-1200m。由此可知,碱交代岩研究在老矿区深部扩大矿床规模的重要意义。除此之外,此金矿区现在还有以下两大问题值得探讨:

(1)为什么胶东巨大的金矿区下面会有大范围、大深度的碱交代岩发育?如此巨量的K和Na究竟从何而来?古老变质基底胶东群中不可能供给如此多的K、Na,必定来源于更深处。

(2)1996年笔者曾提出不仅胶东金矿区深部发育碱交代,其邻区的胜利油田产油地层中同样到处强烈发育碱交代,表现为砂岩、泥岩的强烈绢云母、水云母化(K化)和碱交代排硅,使砂岩石英颗粒次生加大和交代方解石生成浊沸石,析出大量CO<sub>2</sub>形成大量CO<sub>2</sub>气藏(杜乐天,1996),后来其他研究者又发现了片钠铝石。

在1992~1995年,笔者对胶东栖霞大方山(距招远金矿区只有几十千米)的地幔岩捕虏体研究发现了以下重要深部富碱地幔流体信息。浆胞中熔体玻璃富碱(特别是富K),6个测点的K<sub>2</sub>O为5.8%~9%,Na<sub>2</sub>O为0.8%~2.1%。

在大方山玄武岩中也发现类似上述浙江的熔体地幔捕虏体(在玄武岩中呈大小数厘米残留体),后者在露头上风化后乍看像二长斑岩,实际上这是被玄武岩浆带上来同时又几乎消化殆尽的残余熔浆(与寄主玄武岩浆之间极不平衡)。此捕虏体成分、结晶矿物和常见的橄榄岩固体捕虏体截然不同,它主要由熔体玻璃(占1/3)和从中晶出的钾霞石自形晶组成(照片2、3),不存在橄榄石、斜方辉石,所以不是橄榄岩捕虏体。其熔体玻璃和钾霞石都含K。其中玻璃1个样3个测点的K<sub>2</sub>O为3.1%~3.5%,另一个样4个测点的K<sub>2</sub>O为6.1%~6.9%,前一个样钾霞石2个测点,K<sub>2</sub>O为8.9%~9.2%,Na<sub>2</sub>O为13.8%~14.1%;后一个样钾霞石1个测点,K<sub>2</sub>O为

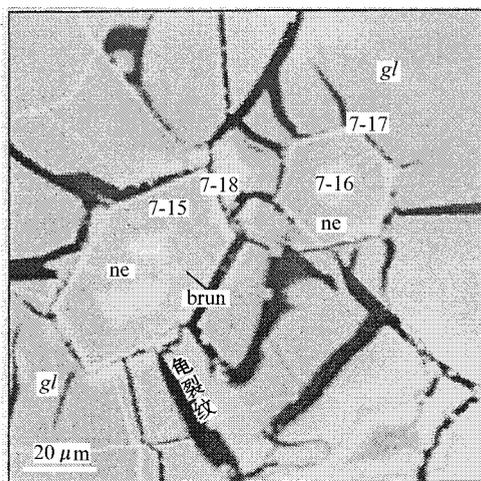


照片 2 玄武岩中熔体包体 (M10-11)

山东栖霞大方山, 单偏光  $\times 40$ ; ne—钾霞石, gl—熔体玻璃, 探针分析见表 5

Photo 2 Lava xenolith in basalt from Dafangshan, Qixia, Shandong Province (M10-11)

Analytical results see Table 5 ne—Kaliophilite, gl—Melt glass



照片 3 M10-11 的放大 (扫描电镜)

打点分析结果见表 5; ne—钾霞石; gl—熔体玻璃; brun—绿泥石; 黑网—收缩裂纹

Photo 3 Enlarged M10-11 image

Analytical results see Table 5; ne—Kaliophilite; gl—Melt glass, brun—Chlorite, Dark network—Shrinkage fissures

9.4%  $\text{Na}_2\text{O}$  为 14.2%。

近几年笔者对上述大方山玄武岩中熔体捕虏体又重新取样, 部分分析结果见表 6。

从表 5 分析结果可以看出, 两次取样捕虏体中熔体玻璃成分随霞石晶体析出多少而有较大的变化, 霞石晶体从熔体中析出越多, 残留的熔体玻璃中碱含量越低。表中“未测出”的未知成分估计为挥发分。

另外, 在小秦岭金矿区也同样发现地幔流体参与金矿形成 (卢欣祥等 2004)。笔者认为那个地区的巨型 W、Mo 矿集区也是富碱地幔流体上涌派生的碱交代热液成矿。

### 5.2 冀北金属矿集区

在冀北分布有重要的蔡家营子 Pb、Zn 矿、金厂峪 Au 矿、东坪金矿、洁源 U-Mo 矿等。近 10 年有些研究者指出是地幔流体和热液碱交代作用成矿 (牛树银等, 1999)。值得指出, 笔者在张家口大麻坪取的玄武岩地幔岩捕虏体 (辉石岩) 中熔体玻璃中也富含大量 Na、K, 3 个样的  $\text{K}_2\text{O}$  为 5.1% ~ 7.6%  $\text{Na}_2\text{O}$  为 6.3% ~ 8.1%。

表 6 山东栖霞大方山玄武岩中熔体捕虏体再次探针分析 ( $\mu(B)\%$ )

Table 6 Electron microprobe analyses of glass of lava xenolith in basalt from Dafangshan, Qixia, Shandong Province ( $\mu(B)\%$ )

成分	M10-11-7	M10-7-15	M10-7-16	M10-7-17	M10-7-18	M10-10-5	M10-11-10	M10-13-5	M10-11-11
SiO <sub>2</sub>	43.47	44.08	28.58	36.08	30.81	29.70	31.51	31.90	42.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.45	33.53	16.12	15.11	14.30	10.51	11.55	13.77	33.15
NaO	15.67	14.81		0.17	0.26	0.16	0.07	0.25	15.97
K <sub>2</sub> O	7.55	8.02	0.11	0.73	0.52	1.37	1.30	0.70	7.46
CaO		0.06	6.80	1.10	0.90	3.44	2.56	4.05	0.01
MgO	0.20	0.28	3.67	16.63	7.67	4.90	5.59	8.13	0.20
TiO <sub>2</sub>	0.01		0.44	0.24	0.28	5.28	2.80	3.06	0.06
CrO <sub>3</sub>			0.02			0.01	0.01	0.01	
MnO	0.03	2.72	0.64	0.87	0.70	0.53	0.38		
FeO	0.87	1.70	27.13	17.48	31.52	21.30	22.28	15.97	1.14
NiO			0.09				0.02		
未知成分			14.26	11.77	12.82	22.58	21.72	21.73	0.04
总和	101.29	102.57	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.35
矿物名称	霞石	霞石	重结晶霞石中心残留的玻璃质	霞石表层的铁镁绿泥石反应边	同左	玻璃质	玻璃质	玻璃质	长柱状霞石

分析者: 中国科学院地质所马玉光。

### 5.3 松辽油气区

松辽盆地是中国最大的油气田所在地,近些年徐家围子油气田及方正凝析油气藏又有新突破,其油气的无机成因论越来越引起注意(郭占谦,王先彬,1994;王先彬,李春园等,1997)。笔者在伊通、蛟河、辉南、宽甸等地所取玄武岩中地幔岩捕虏体浆胞熔体玻璃中也同样富含K、Na,5个样 $K_2O$ 为4.3%~6.8%, $Na_2O$ 为2.1%~5.5%。

众所周知,在大庆、海拉尔等油田地层中均发现强烈的热液交代作用,而且和油气形成紧密相关。在科洛-五大连池-二克山一带早已熟知富钾火山岩广泛发育(邱家骥等,1991)。最近在该区地幔捕虏体中又找到富钾钠石榴霞岩熔体包体,并认为是富碱地幔流体反应产物(邵济安等,2008)。

### 5.4 甘肃礼县金矿区

甘肃礼县中川岩体东部和南部存在重要的金矿区,与钾交代关系密切。在礼县-宕昌-西和一带在新生代钾霞橄黄长岩中的球状分凝体特别富碱正好与此对应,而且被确认为地幔流体产物(其中特别富K),出现一系列富钾矿物,如金云母、石榴石、透长石、钾霞石等(王永磊等,2007)。

### 5.5 云南矿集区

前已述及,在云南地区已有许多地球物理测定表明上部地壳中的热液成矿(例如老王寨Au矿、金顶巨型Pb-Zn矿、巨型锗(Ge)矿床和深部的地幔软流体上隆以及由此上涌的富碱地幔流体有紧密成因联系。近期论文揭示金顶巨型Pb-Zn矿还有天青石( $SrSO_4$ )石膏、黄铁矿等矿体,甚至还有沥青和油气。研究者指出上述矿床及容矿砾岩来自超高压流体活动(王安建等,2007)。众所周知,地幔流体普遍以富含Sr、Ba、P及烃类为特征。笔者过去曾提出地幔流体实质上就是烃碱流体(杜乐天,1996)转化成热液后烃类部分氧化生成 $CO_3^{2-}$ 、 $HCO_3^-$ 。世界各地热液脉石矿物气液包裹体中都可发现烷类、 $HCO_3^-$ 、 $CO_2$ 。Pb、Zn则是碱型地幔流体通过碱交代热液作用从下伏碳酸盐地层萃取矿质成矿的。

### 5.6 俄国外兴安岭斯塔诺夫(Становик)地区和蒙古国 Dari-ganga 地区

斯塔诺夫地区中新生代玄武岩中地幔岩浆胞熔体玻璃1个样8个测点,平均 $Na_2O$ 为7.5%, $K_2O$ 为3.3%,另一个样4个测点,平均 $Na_2O$ 为8.7%, $K_2O$ 为3.3%(Семёнова,1984)。笔者认为上述关于浆胞熔体玻璃记录下来的富Na、K地幔流体,正是本文图3.4安泰大型铀矿深部强烈碱交代热液来源的证明。在一系列大型矿床如著名的达位松多金属矿、巴列依金矿、众多玄武岩热盖之下的古河道热液铀矿、红石地区斯特列措夫火山岩、花岗岩中巨型铀矿(包括安泰矿床)及蒙古国乔巴山铀矿等矿集区的深部都可以找到地幔流体与成矿碱交代热液作用的密切成因联系(Семёнова,1984;1987;Лопов,1993;1997;Ищуклова,2007)。

### 5.7 碳酸钠钾熔浆 1988 年喷流(东非大裂谷 Oldoinyo Lengai 碱火山湖)

可视为 A-HACONS 碱型地幔流体的又一自然界直接的

实物证实,5个样 $Na_2O$ 为31.4%~32.5%, $K_2O$ 为8.2%~8.7%, $CO_2$ 为30.4%~31.6%,CaO为13.5%~14.1%,Cl为3.4%~3.9%,F为2.5%~3.3%, $SO_3$ 为3.72%~4.80%。

各地的碱交代热液基本成分是 $NaKCO_3$ (这也被各地众多的热液脉石矿物气液包裹体成分所证实),这和Lengai碳酸钠钾熔浆的成分完全相当。另外,此熔浆中还富含F、Cl、 $S$ 、 $H_2O$ 以及 $CO_2$ 、 $CO$ 、 $H_2$ 、 $N_2$ 、 $H_2S$ 等挥发分气体,加在一起就是A-HACONS。值得强调,Lengai碳酸钠熔浆极其易于流动,流动速率居然达到每秒1~5m,几乎和水体类似,温度只有550℃,其粘滞度也极低,只有0.1~1Pa·s。看来把HACONS流体称为幔汁已取得自然界实物根据。幔汁中含有大量电解质盐类可以解释软流体的高导、低阻、高热流、高应变速率、低粘度、低密度的异常地幔。另外,在东非大裂谷中还发育纳特朗、马加迪 $Na_2CO_3$ 碱湖及碱泉,这又是碱交代热液存在的天然实证。过去对中国南北新生代玄武岩捕虏体中气液包裹体多次测定的结果也证实,在气相成分中 $CO_2$ 可以占到20%~80%(杜乐天,1996)。总之, $NaKCO_3$ 乃是碱型地幔流体的主体,由它演化成碱交代热液的主成分,前后的继承性很强。

至今,热液作用的热液出自花岗岩浆分异(所谓“岩浆热液”)的学说根深蒂固,看来问题很多,例如热液成矿和前期岩浆成岩相隔时差太大,两者根本不是同时和同一地质构造的作用。花岗岩体形成于挤压构造环境,而热液作用必须存在断裂或角砾岩带的拉张环境。不过,热液成因虽然和花岗岩浆分异无关,但花岗岩体作为铀源体和赋矿围岩却必不可少。

## 6 小 结

确定成矿的富碱热液主要来自地壳之下的上地幔流体,不仅有重要理论价值,而且在地区找矿上也有重要含义。

(1)为今后向成矿的第二深度(地下500~1000m)延深找矿提供科学依据。由于成矿热液是由深部沿断裂系统、隐爆通道、火山口、岩体接触带、地层不整合面等通道自深向浅活动,故越深高温碱交代作用越强烈,越可能出现新矿化类型(特别是隐爆角砾型、碎裂蚀变岩型和酸性溶洞型等,后者在油气田的攻深中相当重要)。

(2)储存地幔流体的上地幔软流体在地下的分布范围远远大于矿床、矿田甚至矿集区(动辄上万到数十万 $km^2$ ),这就为今后矿区增储增大了希望空间,往往会包含多元素矿种和多矿化类型,成为重要的多位一体的矿床成矿系列(陈毓川,1993)。

(3)今后很需要采用重、磁、震、大地电磁测深等地球物理技术综合对各矿集区深部软流体的大小、深浅、形态、产状、丰满度及向上的断裂通道做精细圈定,优选远景区段。经验表明,矿集区中密集的多期次暗色岩墙及斑岩、脉岩系的分布大体可以反映深部当时软流体的分布范围。

(4) 碱交代岩是有效的找矿标志,特别是 K 晕可用来寻找 Au、Cu、Mo、Pb、W、Zn、U、REE 等矿床,Na 晕(即 Na 化)可用来找 Fe、Nb、Ta、Ag 等矿床。

(5) 看来成矿类型概念的更新会导致找矿方向和找矿标志的转移。近些年在华南数省花岗岩型铀矿中又发现一种新的成矿类型(绢英岩化蚀变岩型),即为又一实例(杜乐天等 2009)。

## References

Bian Q T. 2000. The relation of structure of crust and mantle and formation of oredeposits( for example of Yunnan Provice [ A ]. The Superlarge ore deposits in China[ M ]. Beijing : Science Press. 545-569 ( in Chinese ).

Cao R L and Xia L Q. 1990. Origin and role of fluid and gas inclusions in a metasomatised mantle xenolith from Xilong , Zhejiang Province [ M ]. The Proceedings of upper mantle and geodynamics of China [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 14-22( in Chinese ).

Chang Y F , Liu X P and Wu Y C. 1991. The Copper-iron belt of the lower and middle reaches of the Chang Jiang River [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 127-130( in Chinese ).

Chen Y C , Zhe Y S , et al. 1993. Mineral deposit models of China[ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 34-35( in Chinese )

Deng J F , Mo X X , et al . 1999. The catastrophes of lithosphere/ asthenosphere and formation of giant ore assemblages [ M ]. 19-27( in Chinese ).

Du L T. 2001. The reforming regularities of hydrothermal uranium deposits of China and general hydrothermal mineralization [ M ]. Beijing : Atomic Press( in Chinese ).

Du L T. 1996. The geochemical Principles of hydrocarbon-alkali-fluids-reconstruction of hydro thermalism and magmatism theory[ M ]. Beijing : Science Press( in Chinese ).

Du L T , Liu R X and Deng J F. 1996. Geochemistry of mantle fluids and asthenosphere( asthenolites ) [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 154-229( in Chinese ).

Du L T and Wang W G. 2009. Newexplpeatin ranget for granite type uranium deposits in south china : A case study on uranium mineralization of mericitic alteration [ J ]. Uranium Geology , 25( 2 ): 90-95( in Chinese ).

Guo Z Q and Wang X B. 1994 Nonbiologic origin of natural gas in Songliao Basin[ J ]. Science in China( Series B ), 24( 3 ): 303-305( in Chinese ).

Hou Z Q and Mo X X. 1996. The present and future investigation of the modern seafloor hydrothermal processes and mineralization [ J ]. Earth Science Frontiers , 4 : 263-272.

Hu S X , et al. 2004. Petrology of the metasomatically altered rocks and its significance in prospecting [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 14-52( in Chinese ).

Ionov D A. 1994. Metasomatism-induced in mantle xenoliths from Mongolia [ J ]. J. Petrology , 35 : 753-785.

Liu C Q , Huang Z L , Li H P and Su G L. 2001. Mantle fluids and oreformation [ J ]. Earth Science Frontiers , 8( 4 ): 231-243( in Chinese ).

Lu F X , E M L , Deng J F and Taylor L A. 1990. The mineral reequilibration in mantle xenoliths and the light in Xilong area , Zhejiang Province [ A ]. The Proceedings of upper mantle and geodynamics of China [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 23-32( in Chinese ).

Lu X X , Wei X D , et al. 2004. Gold deposits and mantle fluids of small Qinling and Xunershan [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 111-116 ( in Chinese ).

Lu Q T , Yang Z S , Yan J Y and Xu W Y. 2007. The metlogenic potential , prospecting idea and primary attempt in depth of the orebelt of the middle and lower reach of the Yantze River - A case study of Tongling ore district [ J ]. Geoscience , 81( 7 ) : 865-881( in Chinese ).

Mao J W , Li X F , et al. 2005 . The oreforming systems of deep fluids [ M ]. Beijing : China Dadi Press. 1-10( in Chinese ).

Mao J W , Cheng Y B , Guo C L , Yang Z X and Feng J R. 2008. Gejiu tin polymetallic ore field : Deposit model and disussion for several points concerned [ J ]. Acta Geologica Sinica , 82( 11 ) : 1459-1465( in Chinese with English abstract ).

Menzies M and Hawkesworth C. 1987. Mantle metasomatism [ M ]. Beijing : Academic Press.

Ning Wu Project. 1978 Ning Wu Porphyrite iron deposits [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 161p( in Chinese ).

Niu S Y and Sun A Q. 1999. Deep fault-controlling oreformation in Shangyi-Chicheng [ A ]. Deep structure and oreformation [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 84~92( in Chinese ).

Pei R F. 1995. Mineral deposit models of China [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 25-27( in Chinese )

Pei R F , Zhai Y S and Zhang B R. 1999. Deep structure and oreformation [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 14-43( in Chinese ).

Peng C and Gao R. 1999. The nonhomogeneous structure and lateral change of lithospheric root of China continent and of offshore [ A ]. Deep structure and oreformation [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 19-27( in Chinese ).

Qiu J X. 1991. Potassium-rich volcanic rocks in Wudalianchi-Keluo-Erkeshan [ M ]. Wuhan : China University of Geosciences Press. 85-116( in Chinese ).

Shao J , Zhang W L and Zhang C. 2008. Mantle enrichment of Wudalianchi volcanic tel [ J ]. Acta Petrologica Sinica , 24( 11 ) : 2485-2494 ( in Chinese ).

Tang Y C , Wu Y C , et al. 1998. Cu-polymetallic deposit geology of Changjiang area of Anhui [ M ]. Beijing : Geol. Pub. House. 121-125( in Chinese )

Wang A J , Gao L et al 2007. Genesis of the host breccia in the lanping Jinding superlarge Pb-Zn deposit [ J ]. Acta Geologica Sinica. 81( 7 ) : 891~897( in Chinese with English abstract ).

Wang D H , Chen Y C , Chen Z H and Liu S B. 2007. Assesment on mineral resource in Nanling region and suggestion for further prospecting [ J ]. Geoscience , 81( 7 ) : 882-899( in Chinese with English ab-

stract).

Wang Y L, Yu X H, et al. 2007. The globule segregations in the Cenozoic kamafugite and an inversion of mantle fluid, Western Qinling, Gansu Province [J]. *Geoscience*, 2(2):307-317 (in Chinese with English abstract).

Wang X B, Li C Y, Chen J F, et al. 1997. Nonbiocological origin of natural gas [J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(12):1233-1241 (in Chinese with English abstract).

Zhang R H, Hu S M and Wang J. 1999. the Mantle fluid source of ore containing flow in region from Yang Tze River to east beach [A]. 125-133 (in Chinese)

Ищукова Л. П. 2007. Урановые Месторождения Стрецовского рудного поля в Забыкале [M]. Иркутск, Геологический Концерн «Геологоразведка» (in Russian).

Ляхович В. В. 1978. Лкчессорные Мчнераны горных породчэд «НеДРА». Москва (in Russian).

Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. и др. 1989. Мантийный метасоматизм в глубинных ксенолитах и его возможная связь с литосферными процессами [M]. Метасоматиты докембрия и их рудность. Москва Наука, 28-44 (in Russian).

Семенова В. Г. 1984. Гиубчные виюнчця Вщеюнчньх базаита Токцнско Становчка Чэд. Наука, Сдбцрское Отдененч (in Russian).

Семенова В. Г. и др. 1987. Стекла закалочных фаз в глубинных включениях из щелочных базальтоидов Токинского Становика [M]. Глубинные ксенолиты и строение литосферы. Москва Недра. 71-83 (in Russian).

## 附中文参考文献

边千韬. 2000. 地球壳幔结构构造与超大型矿床成矿关系论(以云南地区为例) [A]. 见:涂光炽,等. 中国超大型矿床 [I] [M]. 北京: 科学出版社. 545-569.

曹荣龙,夏林圻. 1990. 浙江西堍地幔岩包体中流体及熔体包裹体的成因和意义 [A]. 见:中国上地幔特征与动力学论文集 [C]. 北京: 地震出版社. 14-22.

常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铁铜成矿带 [M]. 北京: 地质出版社. 127-130.

陈毓川,朱裕生,等. 1993. 中国矿床成矿模式 [M]. 北京:地质出版社. 34-359

邓晋福,莫宣学,赵海岭,罗照华,戴圣潜. 1999. 岩石圈/软流圈系统的大灾变与巨型矿集区形成. 见:裴荣富等主编. 深部构造作用与成矿 [M]. 36-43.

杜乐天. 1996. 羟碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用 [M]. 北京: 科学出版社.

杜乐天. 2001. 中国热液铀矿基本成矿规律与一般热液成矿 [M]. 北京: 原子能出版社.

杜乐天,刘若新,邓晋福. 1996. 地幔流体与软流层(体)地球化学 [M]. 北京: 地质出版社. 154-229.

杜乐天,王文广. 2009. 华南花岗岩型铀矿找矿新目标--绢英岩化铀

矿类型 [J]. 铀矿地质, 25(2):90-95.

郭占谦,王先彬. 1994. 松辽盆地非生物成因气探讨 [J]. 中国科学(B辑) 24(3):303-305.

侯增谦,莫宣学. 1996. 现代海底热液成矿作用研究现状及发展方向 [J]. 地学前缘, 4:263-272.

胡受奚,叶 璞,方长泉. 2004. 交代蚀变岩石学及其找矿意义 [M]. 北京: 地质出版社. 14-52.

刘丛强,黄智龙,李和平,苏根利. 2001. 地幔流体及其成矿作用 [J]. 地学前缘, 8(4):231-243.

吕庆田,杨竹森,严加永,徐文艺. 2007. 长江中下游成矿带深部成矿潜力、找矿思路与初步尝试 [J]. 地质学报, 81(7):865-881.

路凤香,鄂莫岚,邓晋福, Taylor L. A. 1990. 浙江西堍上地幔包体中矿物的再平衡及意义 [A]. 见:中国上地幔特征与动力学论文集 [C]. 中国矿物岩石地球化学学会地幔矿物岩石地球化学专业委员会. 北京: 地震出版社. 23-32.

卢欣祥,尉向东,董 有,于在平,常秋玲,等. 2004. 小秦岭-熊耳山地区金矿特征与地幔流体 [M]. 北京: 地质出版社. 111-116.

毛景文,李晓峰,张荣华,王义天,赫 英,张作衡,等. 2005. 深部流体成矿系统 [M]. 北京: 中国大地出版社. 1-10.

毛景文,程彦博,郭春丽,杨宗喜,冯佳睿. 2008. 云南个旧锡矿田: 矿床模型及若干问题讨论 [J]. 地质学报, 82(11):1459-1465.

宁芜研究项目编写小组. 1978. 宁芜玢岩铁矿 [M]. 北京: 地质出版社. 161p.

牛树银,孙爱群. 1999. 尚义-赤城深断裂的成矿控矿作用研究 [M]. 见:裴荣富等主编. 深部构造作用与成矿 [M]. 84-92.

裴荣富,翟裕生,张本仁,主编. 1999. 深部构造作用 [M]. 北京: 地质出版社. 14-43.

裴荣富,主编. 1995. 中国矿床模式 [M]. 北京: 地质出版社. 25-297.

彭 聪,高 锐. 1999. 中国大陆及临近海域岩石圈根部不均匀性结构横向变化 [A]. 见:裴荣富等主编. 深部构造作用与成矿 [M]. 19-27.

邱家骥,等. 1991. 五大连池-科洛-二克山富钾火山岩 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 85-116.

邵济安,张文兰,张 聪. 2008. 五大连池火山岩带的地幔富集作用 [J]. 岩石学报, 24(11):2485-2494.

唐永成,吴言昌,储国玉,常印佛等. 1998. 安徽沿江地区铜多金属矿床地质 [M]. 北京: 地质出版社. 121-125.

王永磊,喻学慧,韦玉芳,朱德勤. 2007. 甘肃西秦岭新生代钾霞橄黄长岩中的球状分凝体及地幔流体及反演 [J]. 现代地质, 21(2):307-317.

王登红,陈毓川,陈郑辉,刘宝善,许建祥,张家菁,曾载淋,陈富文,李华勤,郭春丽. 2007. 南岭地区矿产资源形势分析和找矿方向研究 [J]. 地质学报, 81(7):882-889.

王安建,高 兰,刘俊来,曹殿华,修群业,范世家. 2007. 论兰坪金顶超大型铅锌矿容矿角砾岩的成因 [J]. 地质学报, 81(7):891-897.

王先彬,李春园,陈践发等. 1997. 论非生物成因天然气 [J]. 科学通报, 42(12):1233-1241.

张荣华,胡书敏,王 军. 1999. 长江中下游至东部沿海中生代火山岩的含矿流体地幔来源及演化 [A]. 见:裴荣富等主编. 深部构造作用与成矿 [M]. 125-133.