新疆塔斯嘎克碱性花岗岩体矿物-大气水相互作用的氢、氧同位素制约

刘 伟[④] 赵振华 张福勤[④]

中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ④中国科学院地球物理研究所, 中国矿物资源探查研究中心, 北京 100101)

摘要 对新疆塔斯嘎克岩体的11个岩石样品的碱性长石、石英、钠铁闪石, 进行了氧氢同位素组成测定. 岩浆次固相冷凝过程中与大气水的同位素交换是导致D和^{18}O亏损的机理, 并且造成了石英与共生碱性长石、钠铁闪石显著的不平衡$^{18}O/^{16}O$关系. 碱性长石的出溶、微组构重建与大气水的渗透相互促进. 浅侵位以及大气水的流进流出对于岩体起到了有效的冷却作用, 岩体"热引擎"迅速熄灭, 共生矿物的不平衡$^{18}O/^{16}O$关系才得以冻结下来.

关键词 氢、氧同位素交换反应 矿物-大气水相互作用 碱性花岗岩 新疆

中国境内存在着2条巨大的富碱花岗岩带, 第1条沿着中国东部现代板块边缘分布, 成岩年龄为中生代; 第2条产出于巨大的中国北方造山带, 形成于晚造山-造山后阶段. 从新疆北部、内蒙至东北地区, 它们的成岩年龄逐渐变新[1~5]. 新疆乌仑古河地区富碱侵入岩的全岩样品普遍亏损^{18}O[6]. 亟需开展单一碱性花岗岩体共生矿物的氢、氧同位素组成研究, 以便阐明碱性花岗岩D和^{18}O亏损的原因以及同位素交换机理.

1 岩体地质和显微岩相学

乌仑古富碱花岗岩带主要分布于乌仑古河南岸, 沿扎河坝-萨尔铁列克-塔斯嘎克-阿尔曼特一线出露, 由碱性花岗岩、碱长花岗岩和钾长花岗岩组成, 延伸约120 km. 塔斯嘎克岩体(图1中2)、萨尔铁列克岩体(图1中1)和塞尔铁列克岩体(图1中3)的全岩Rb-Sr等时线年龄分别为309[2], 290~309[3]和294 Ma[3], 三者接近, 侵位于石炭纪末比较短的时限内.

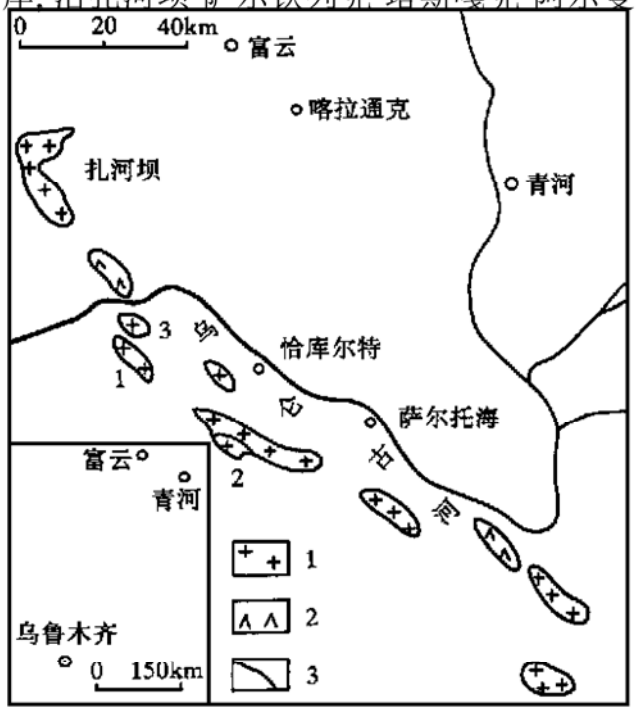

图1 新疆乌仑古富碱花岗岩分布图

1——富碱花岗岩, 2——超基性岩, 3——河流

如图1和图2, 塔斯嘎克岩体为一复式岩基, 碱性花岗岩出露于主体黑云母花岗岩的南西侧. 由于露头较差, 未见两者的接触关系. 从岩性和结构分析, 两者应为侵入接触. 碱性花岗岩以细粒结构为主, 局部见中粒、似斑状结构, 晶洞较小和较少. 主要矿物成分为: 碱性长石(60%~65%)、石英(28%~35%)、钠长石(<2%)、霓辉石和霓石(1%~2%), 钠铁闪石(2%~4%). 副矿物为磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石和微量榍石. 碱性长石多为条纹长石和正长石, 条纹长石在显

微镜下可见 Ab 出溶条纹, 有的则为隐纹长石. 石英熔蚀、交代碱性长石形成港湾状、交代残余结构, 或者两者同时结晶, 形成特征的显微文象结构(图 3(a)) 和花斑状结构. 霓石、霓辉石

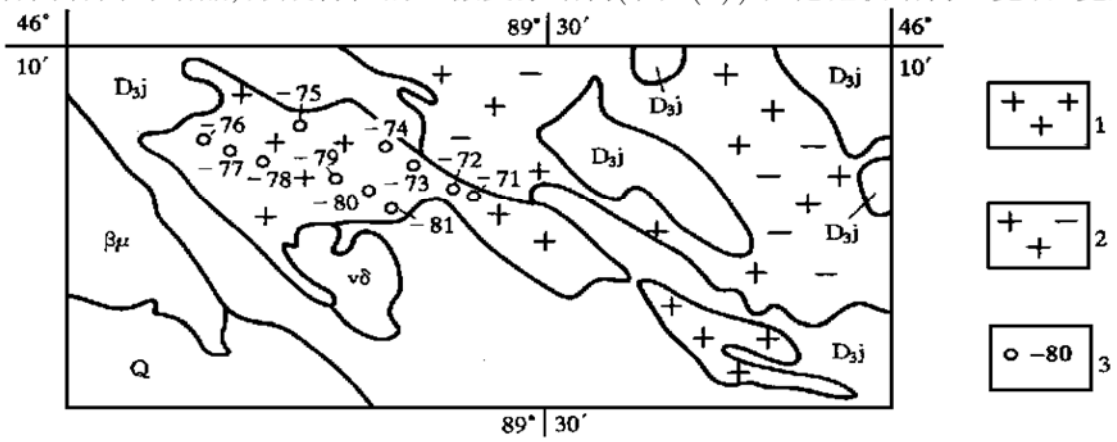

图 2　塔斯嘎克碱性花岗岩体采样位置图

Q ——第四系, D_3j ——上泥盆统江孜尔库都克组, νδ ——辉长闪长岩, βμ ——辉绿岩, 1 ——碱性花岗岩, 2 ——黑云母花岗岩, 3-采样位置及编号

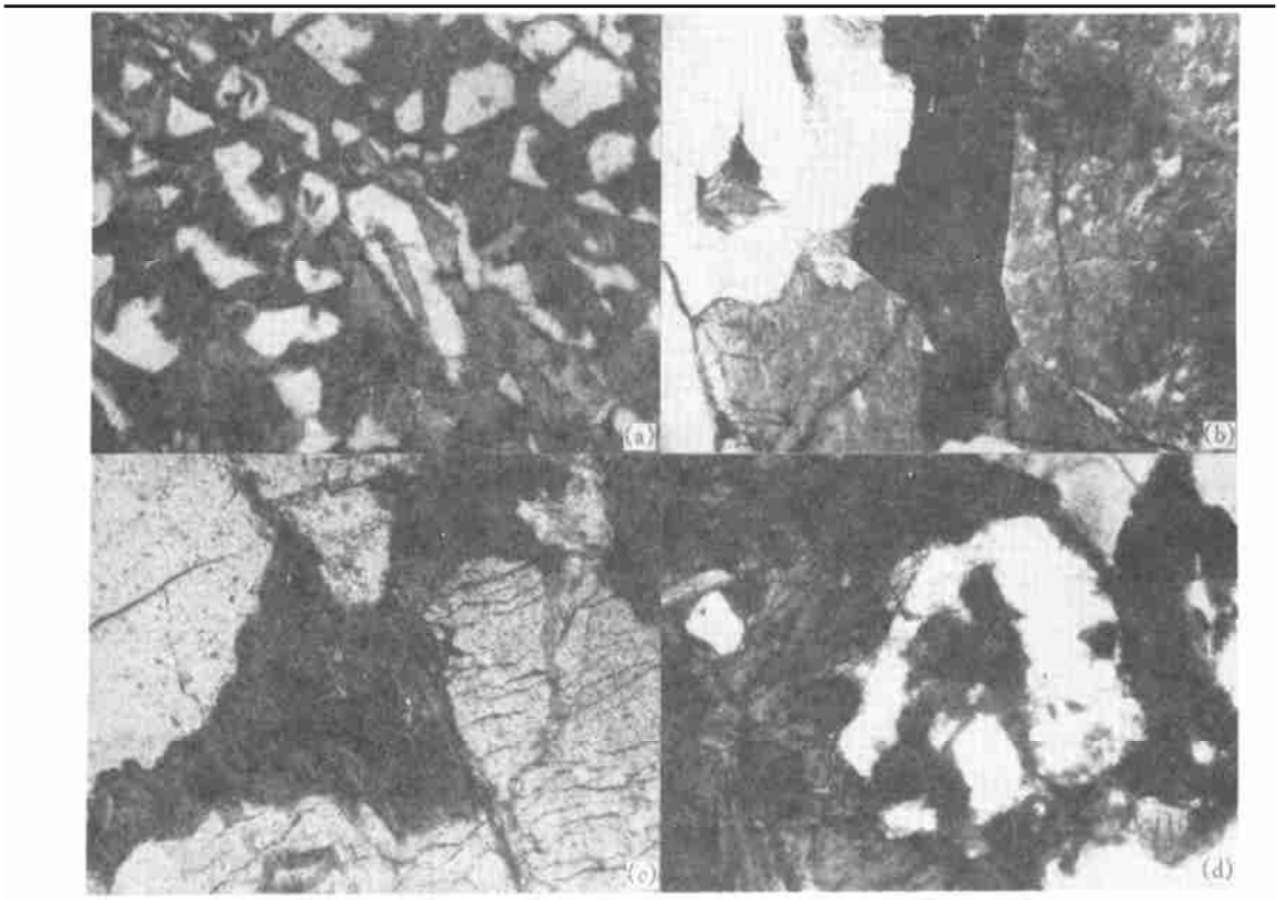

图 3　新疆塔斯嘎克碱性花岗岩体矿物显微照片

(a) 石英与碱性长石共结形成显微文象结构, × 3. 78, (+) ; (b) 钠铁闪石呈墨蓝色色调和纤维束状, 在碱性长石(呈深色者) 和石英(呈白色者) 颗粒间隙作填隙状生长, × 3. 78, (–) ; (c) 钠铁闪石呈墨蓝色色调, 呈填隙状分布于碱性长石(呈深色者) 的间隙, × 12, (–) ; (d) 霓辉石(呈深黑色者) 、钠铁闪石(呈浅黑色者) 充填晶洞构造, 与磁铁矿(呈黑色不透明者) 共生. 晶洞并没有被完全充填, × 3. 78, (–)

和钠铁闪石呈他形充填于长英质矿物的颗粒间隙(图 3(a)、(b)),或充填于晶洞中(图 3(d))。

11 个样品采自碱性花岗岩(图 2),重量都在 1kg 以上,以保证分选出的碱性长石、石英、钠铁闪石具有充分的代表性。

2 实验流程和分析结果

岩石样品破碎到 0.5~ 0.2mm. 矿物分选程序为:人工重砂→浮选→磁选→重液分选和/或者介电分离→稀 HCl 煮沸溶蚀→双目镜下精选. 同位素组成测定在中国地质科学院同位素室进行,分别采用 BrF_5 法和火焰热分解法进行氢、氧同位素制样. 收集的样品在 MAT-251EM 质谱计上做同位素比值测定. 氢、氧同位素组成相对于 SMOW 以 δ 的形式给出,测量的精确度分别为 ±0.2‰和 ±1‰. 测定结果见表 1.

表 1 单矿物样品的氢、氧同位素组成(‰)

序号	样品名称	$\delta^{18}O_{石英}$	$\delta^{18}O_{碱性长石}$	$\delta^{18}O_{钠铁闪石}$	$\delta D_{钠铁闪石}$	$\Delta^{18}O_{石英-长石}$
1	XG71	6.3	2.8	2.1		3.5
2	XG72	6.4	4.2	3.4		2.2
3	XG73	6.6	4.7	3.7		1.9
4	XG74	6.5	4.1	3.5		2.4
5	XG75	5.9	3.2	2.4		2.7
6	XG76	6.5	4.5	3.0	- 78	2.0
7	XG77	6.2	3.1	2.9	- 94	3.1
8	XG78	6.2	4.0	4.0		2.2
9	XG79	6.3	3.3	3.7		3.0
10	XG80	6.4	4.0	5.4	- 103	2.4
11	XG81	6.2	3.5	2.0	- 107	2.7

3 D-^{18}O 亏损机理

如表 1,11 个样品的碱性长石、钠铁闪石不同程度地亏损 ^{18}O 和 D,$\delta^{18}O_{碱性长石}$ 值(2.8‰~ 4.7‰)和 $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$ 值(2.0‰~ 5.4‰)总体偏低,$\delta D_{钠铁闪石}$ 值为 - 78‰~ - 107‰. 从理论上来说,有 4 种可能的 D-^{18}O 亏损机理:( ) 具正常 D/H 和 $^{18}O/^{16}O$ 组成的岩浆对亏损 D-^{18}O 围岩的结晶+ 同化即 AFC 模型[7, 8];( ) 岩浆去气假说[9~ 11];( ) 低 ^{18}O 岩浆或者再循环亏损 ^{18}O 源区物质成因假说[12~ 14];( ) 岩浆次固相条件下共生矿物与大气水同位素交换[15].

由于岩体规模较小,同化围岩的能量有限以及受质量平衡的制约,通过 AFC 模型机制不可能造成乌仑古河地区碱性花岗岩普遍地亏损 D-^{18}O. 其次,矿物 $\delta^{18}O$ 值的差距即 $\Delta^{18}O$ 值取决于矿物的晶体结构,亦取决于熔体的 $\delta^{18}O$ 值. 假若 AFC 模型行得通的话,受热力学制约,同化作用与结晶作用同时进行[16]. 随着结晶作用的进行,同化围岩的量逐渐增加,残余熔体将愈益亏损 ^{18}O. 根据岩相学研究,石英比碱性长石结晶晚,石英的 $\delta^{18}O$ 值将比正常情况下(即无同化作用发生的条件下)亏损 ^{18}O. 但是,另外一方面,石英的晶体结构决定其比碱性长石更富 ^{18}O. 上述 2 种因素是相互抵销的,这将导致 $\Delta^{18}O_{石英-碱性长石}$ 值比正常即平衡 $\Delta^{18}O_{石英-碱性长石}$ 值更小. 但是,实际测定的 $\Delta^{18}O_{石英-碱性长石}$ 值比平衡 $\Delta^{18}O_{石英-碱性长石}$ 值异常地大,从而否定了结晶+ 同化机制.

碱性花岗岩贫 H_2O,而且 H_2O 和 CO_2 在硅酸盐熔体中的溶解度有限. 根据质量平衡约束关系,O 主要存在于硅酸盐熔体中;但是,D 和 H 不仅存在于硅酸盐熔体中,而且在挥发份中占有较高分数. 因而,高温岩浆去气通常导致 D 亏损而对氧同位素组成的影响较小. 岩浆次固

相下共生矿物与大气水交换则往往造成 D 和^{18}O 的一致性亏损. 其次, 岩浆去气将导致共生矿物均匀一致地亏损^{18}O, 但是, 石英与碱性长石、钠铁闪石在^{18}O 亏损程度上明显不同. 因而, 岩浆去气不是造成塔斯嘎克岩体 D 和^{18}O 亏损的主要机制.

惰性石英的氧同位素组成被作为判别低^{18}O 岩浆即检验火成岩是否起源于再循环亏损^{18}O 源区物质的可靠标志[14, 17]. 如表 1, 塔斯嘎克岩体 11 个样品的 $\delta^{18}O_{石英}$值(5.9‰~ 6.6‰) 比较稳定, 基本落入正常地幔物质 $\delta^{18}O$ 值的范围内. 因而, 塔斯嘎克碱性花岗岩的 D 和^{18}O 亏损并非反映了再循环亏损^{18}O 源区物质的特征.

如图 4(a), (b), 样点构成一个近乎垂直于横轴的列, 与 900~ 300 ℃的等温分馏线呈大角度相交, 这是典型的次固相下与大气水$^{18}O/^{16}O$, D/H 交换反应的特征, 石英与碱性长石、钠铁闪石在交换速率常数上存在着巨大差异, 导致 $\delta^{18}O_{碱性长石}$, $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$和 $\delta D_{钠铁闪石}$值作大幅度降低, 而 $\delta^{18}O_{石英}$值基本维持不变, 从而造成异常大正值的不平衡 $\Delta^{18}O_{石英\text{-}碱性长石}$(1.9‰~ 3.5‰) 关系(表 1). 同时, 图 4 上陡倾斜样点列也反映交换反应程度低(即 kt 值低) 和远未达到平衡.

由于矿物颗粒细, 钠铁闪石含量低, 难以对每个岩石样品都挑选出足量高纯度的钠铁闪石样品, 因而, 仅做了 4 个钠铁闪石样品的 D/H 组成测定(表 1). 除样品 XG80 以外, 钠铁闪石样品的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值表现出同步变异, $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$值越低, $\delta D_{钠铁闪石}$值也越低. 这是共生矿物与大气水发生 D/H 和$^{18}O/^{16}O$ 交换造成的, 从另一个方面佐证了次固相同位素交换是造成共生矿物 D 和^{18}O 亏损的主要机理.

4 共生矿物-大气水$^{18}O/^{16}O$ 交换反应动力学

4.1 边界条件的限定

根据各矿物的体积百分含量的平均值(石英 32%, 碱性长石 63%, 钠长石 1%, 钠铁闪石 3%), 计算出它们所含氧的摩尔分数($X_{石英}/X_{碱性长石}/X_{钠铁闪石}$= 0.30/0.66/0.03).

由于 $\delta^{18}O_{石英}$与 $\delta^{18}O_{碱性长石}$及 $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$值的不一致性降低, 在图 4(a), (b) 上形成陡倾斜样点列, 即初始点从结晶温度下的等温分馏线上往左下方移动形成陡倾斜样点列. 根据样点列与等温分馏线的上交汇点可以大致确定结晶温度和石英的初始 $\delta^{18}O$ 值. 在图 4(b) 上, 样点列从下方接近 900 ℃的等温分馏线, 交汇处石英的 $\delta^{18}O$ 值大致介于 6‰~ 7‰. 因而, 结晶温度大致确定为 900 ℃, 石英的初始 $\delta^{18}O$ 值确定为 6‰~ 7‰. 乌仑古富碱花岗岩的二长石地质温度计介于 800~ > 900 ℃[1)]. 鉴于碱性长石多为条纹长石, 结晶后发生了固溶体分离, 二长石地温计偏低. 通常认为, 碱性花岗岩是由难熔组分在贫水条件下发生部分熔融形成的, 其固熔线高. 综合上述, 结晶温度确定为 900 ℃基本合理.

根据石英的初始$\delta^{18}O$值、结晶温度(900 ℃)、分馏方程式计算出碱性长石、钠铁闪石的初始$\delta^{18}O$值. 再根据 3 个矿物氧的摩尔分数, 求出全岩即岩浆的初始 $\delta^{18}O$ 值. 结果如下: $\delta^{18}O_{石英}$= 6‰~ 7‰, $\delta^{18}O_{碱性长石}$= 5.29‰~ 6.29‰, $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$= 4.33‰~ 5.33‰, $\delta^{18}O_{岩浆}$= 5.48‰~ 6.48‰. 塔斯嘎克碱性花岗岩浆的初始 $\delta^{18}O$ 值基本落入正常地幔岩石的范围内, 并非反映了亏损^{18}O 的地幔源区.

1) 中国科学院地球化学研究所. 阿尔泰花岗岩类及其与成矿关系的研究报告, 1990

在图 4(c)上, 绝大多数样点往左超越过 900 ℃等温分馏线, 反映碱性长石具有比钠铁闪石为大的交换速率常数, 导致 $\delta^{18}O_{碱性长石}$值的降低幅度比 $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$值者为大. 3 个矿物的交换速率常数的相对大小的排列顺序为: $k_{碱性长石} > k_{钠铁闪石} > k_{石英}$.

选择 300 ℃近似作为交换反应温度. 理由如下: (　) 随着较冷的大气水在岩体内的流进流出, 岩体迅速冷却降温到较低温度下; (　) 矿物蚀变微弱, 交换反应温度应该高于 200 ℃~ < 300 ℃的温度区间, 否则, 将会出现强烈的绿泥石化和/或者绢云母化等低温蚀变. 以新疆北部现代大气降水的 $\delta^{18}O$ 值(= − 15 ‰)[18] 作为塔斯嘎克岩体外部大气水的 $\delta^{18}O$ 值. 晚石炭世, 西伯利亚地台与哈萨克斯坦板块业已对接缝合[19]. 从晚石炭世至今, 陆块之间没有发生过大的相对位移. 因而, 上述假设合理. 所用的分馏方程式如下:

$$10^3\ln\alpha_{Quartz_Water} = 3.55\times10^6/T^2 - 2.57 \quad (195\sim 573\ ℃)\ [20].$$

$$10^3\ln\alpha_{Quartz_Water} = 3.23\times10^6/T^2 - 2.94 \quad (573\sim 1\,000\ ℃)\ [20],$$

$$10^3\ln\alpha_{Alkali_feldspar_Water} = 2.91\times10^6/T^2 - 3.41 \quad (300\sim 900\ ℃)\ [21],$$

$$10^3\ln\alpha_{Riebeckite_Water} = 4.05\times10^6/T^2 - 7.85\times10^3/T + 2.30\ [22],$$

$$10^3\ln\alpha_{Quartz_Riebeckite} = 0.43\times10^6/T^2 + 3.08\times10^3/T - 1.28\ [22].$$

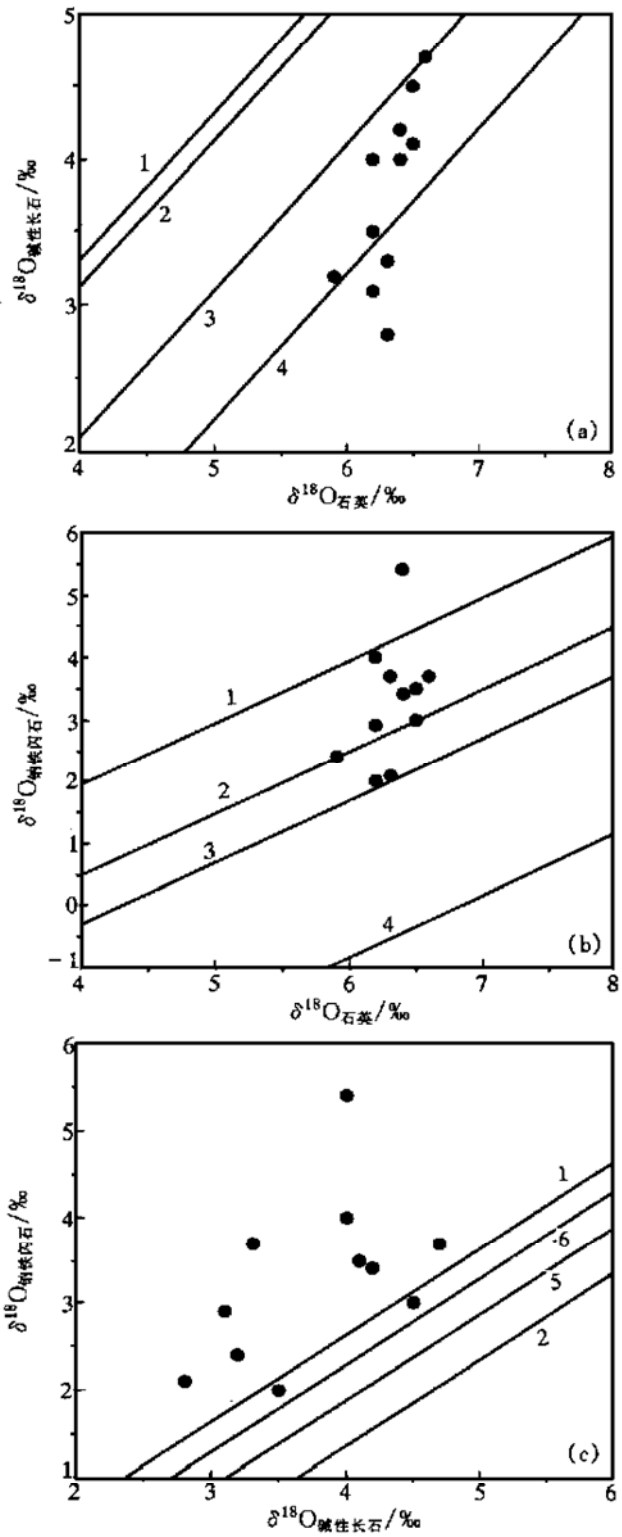

图 4　$\delta^{18}O_{石英}$-$\delta^{18}O_{碱性长石}$(a), $\delta^{18}O_{石英}$-$\delta^{18}O_{钠铁闪石}$(b) 和 $\delta^{18}O_{碱性长石}$-$\delta^{18}O_{钠铁闪石}$(c) 相关图
1——900 ℃, 2——600 ℃, 3——500 ℃, 4——300 ℃, 5——700 ℃, 6——800 ℃

4.2　定量模拟

根据微分方程组(1)~(4)及其解矩阵方程(5)、特征根方程式(6)[23] 进行定量模拟. 以 0.5 ‰为步长, 从 6 ‰~ 7 ‰给出石英的初始 $\delta^{18}O$ 值, 得出了 900 ℃等温分馏线上的一组初始点. 从每个初始点计算和给出交换反应轨迹. 以 1 为步长, 从 1~ 10 依次变换碱性长石、钠铁闪石相对于石英的相对交换速率常数 $k_i/k_{石英}$ 值. 以 0.01 为步长, 从 0~ 1 依次变换交换反应的标准化时限 $k_{石英}t$ 值. 当样点在相互配套的

$\delta^{18}O_{石英}$- $\delta^{18}O_{碱性长石}$图(图 5(a))和 $\delta^{18}O_{石英}$- $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$图(图 5(b))上, 被具有相同 $\delta^{18}O^{Initial}_{Quartz}$值的交换轨迹、及具有相同 $k_{石英}t$ 值的等时线包容时, 定量模拟给出最佳拟合, 这是进行定量模拟的主要约束. 当 $k_{石英}/k_{碱性长石}/k_{钠铁闪石}$= 1/10/5, $\delta^{18}O^{Initial}_{Quartz}$= 6‰和 7‰, $k_{石英}t$= 0.01 和 0.20 时, 对于 11 个样点的定量模拟给出最佳拟合.

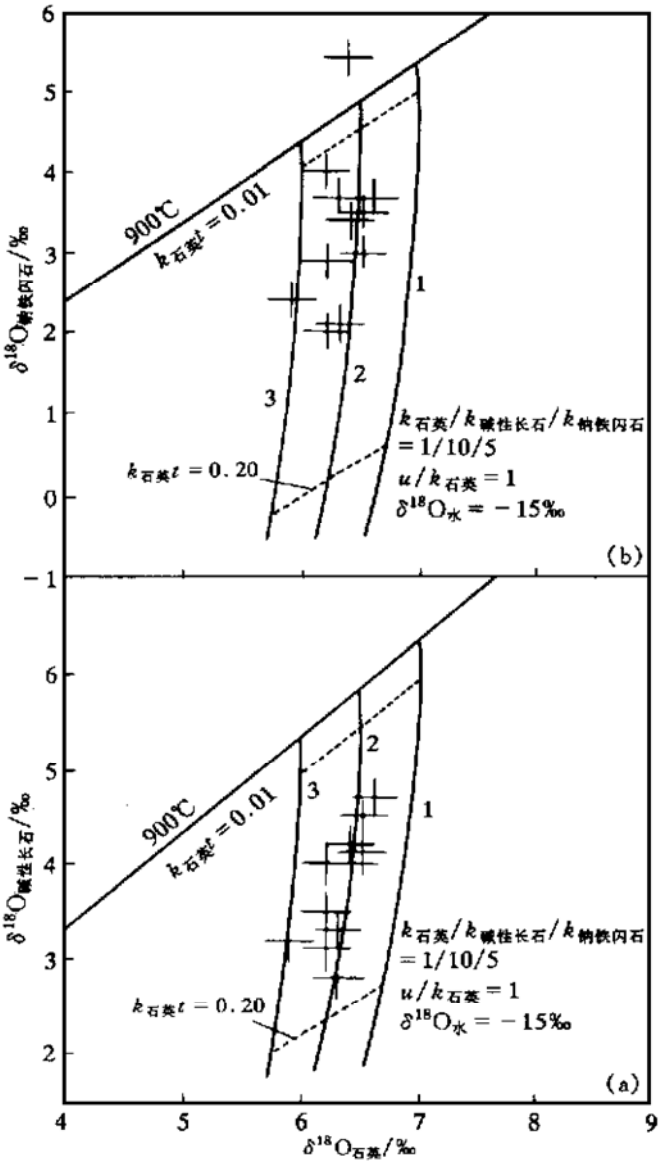

图 5 $\delta^{18}O_{石英}$- $\delta^{18}O_{碱性长石}$(a)、$\delta^{18}O_{石英}$- $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$(b) 定量模拟图

1 —— $\delta^{18}O^{Initial}_{Quartz}$= 7‰, 2 —— $\delta^{18}O^{Initial}_{Quartz}$= 6.5‰, 3 —— $\delta^{18}O^{Initial}_{Quartz}$= 6‰

5 讨论与结论

(1) 新疆乌仑古碱性-偏碱性花岗岩普遍不同程度地亏损^{18}O 和 D, 对此长期以来存在着各种不同的解释. 塔斯嘎克岩体石英与共生的碱性长石、钠铁闪石表现出显著$^{18}O/^{16}O$ 不平衡关系, 钠铁闪石一致性地亏损 D 和^{18}O, 表明岩浆次固相下共生矿物与大气水的同位素交换是造成 D 和^{18}O 亏损的主要机理.

(2) 本文对于$^{18}O/^{16}O$ 交换反应动力学的定量模拟遵循一致性原则, 即 $\delta^{18}O_{石英}$- $\delta^{18}O_{碱性长石}$图与 $\delta^{18}O_{石英}$- $\delta^{18}O_{钠铁闪石}$图同时模拟. 钠铁闪石无变形、重结晶和微组构重建, 其交换速率常数介于石英与碱性长石之间. 碱性长石发育 Ab 出溶条纹, 在次固相下经历了微组构重建, 后者与大气水的渗透相互促进, 从而经历了最为广泛深入的$^{18}O/^{16}O$ 交换反应, 其交换速率常数最高. 取 $k_{石英}$= 10^{-14} mol/s[15], 将交换反应时限校正为真实值 $t < 0.63\times10^6$ a. 由于侵位浅, 以及大气水流进流出岩体所起到的有效冷却作用, 岩体"热引擎"迅速熄灭, $^{18}O/^{16}O$ 交换反应迅速终止, 共生矿物的不平衡$^{18}O/^{16}O$ 关系冻结下来.

(3) 塔斯嘎克碱性花岗岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.7036 ±0.0002[1]. 处于二台镇以北、以南的二台北、也布山富碱花岗岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值分别为0.7043 ±0.0001[1] 和 0.7043 ±0.0007[24]. 不仅塔斯嘎克岩体、整个乌仑古富碱花岗岩带的岩浆来源于亏损地幔, 混染少量年轻地壳物质[1, 2, 4]. 由于塔斯嘎克碱性花岗岩来源于贫水的地幔物质, 缺乏深部流体作为屏蔽, 在次固相冷凝过程中, 大气水易于渗透进入岩体, 并且与共生矿物发生$^{18}O/^{16}O$ 和D/H交换反应. 上述机制可以解释为什么碱性花岗岩易于表现出亏损 D 和^{18}O 的特征.

(4) 新疆北准噶尔的一些 Sn, Au_Cu 矿床与富碱花岗岩有着直接的成因联系, S 和 Pb 同位素反映成矿金属物质来源于深部; O 和 H 同位素反映成矿流体以地表流体为主. 本次研究说

明两者可以是不同源的,大气水作为一种媒介,在岩体“热引擎”驱动下,对于成矿金属物质起到了有效的搬运和卸载作用.

致谢 本工作为国家“攀登”计划(编号:95-预-25)和国家自然科学基金(批准号:49373164)资助项目.

参 考 文 献

1 刘 伟. 新疆阿尔泰花岗岩类源区物质的定量模拟. 大地构造与成矿学, 1991, 15(3): 199~208
2 刘 伟. 新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展. 见:新疆地质科学,第4辑. 北京:地质出版社, 1993. 35~50
3 王式光, 韩宝福, 洪大卫, 等. 新疆乌仑古河碱性花岗岩的地球化学及其构造意义. 地质科学, 1994, 29(4): 373~383
4 Han B F, Wang S G, Jahn B M, et al. Depleted-mantle magma source for the ulungur river A-type granites from north Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implication for phanerozoic crustal growth. Chem Geol, 1997, 138: 135
5 吴福元, 江博明, 林强. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报, 1997, 42(20): 2188~2192
6 赵振华, 王中刚, 邹天人, 等. 新疆乌仑古富碱侵入岩成因探讨. 地球化学, 1996, 25: 205~220
7 Taylor H P Jr, Sheppard S M F. Igneous rocks: iv. processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley J W, Taylor H P Jr, O'Neil J R, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Rev Mineral, 1986, 16: 227~271
8 Larson P B, Geist D J. On the origin of low-^{18}O magmas: evidence from the Casto pluton, Idaho. Geology, 1995, 23: 909~912
9 Taylor B E, Eichelberger J C, Westrich H R. Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. Nature, 1983, 306: 541~545
10 Taylor B E. The degassing of obsidian dome rhyolite, Inyo volcanic chain, California. In: Taylor H P et al, eds. Stable Isotope Geochemistry: a tribute to samuel epstein. The Geochemical Society Special Publications, 1991, 3: 339~353
11 Nabelek P I, O'Neil J R, Papike J J. Vapor phase exsolution as a controlling factor in hydrogen isotope variations in granitic rocks: the notch peak granitic stock, Utah. Earth Planet Sci Lett, 1983, 66: 137~150
12 Taylor H P Jr. Comparison of hydrothermal systems in layered gabbros and granites, and the origin of low-^{18}O magmas. In: Mysen B O, eds. Magmatic Processes: Physicochemical Principles. Geochem Soc Spec Publ, 1987, 1: 337~357
13 Taylor H P Jr. Oxygen and hydrogen isotope constraints on the deep circulation of surface waters into zones of hydrothermal metamorphism and melting. In: The Role of Fluids in Crustal Processes. Studies in Geophys. Washington, D C: Natl Acad Press, 1990. 72~95
14 Cartwright I, Valley J W. Low-^{18}O Scourie dike magmas from the Lewisian complex, northwestern Scotland. Geology, 1991, 19: 578~581
15 Gregory R T, Criss R E, Taylor H P Jr. Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and precambrian iron formation. Chem Geol, 1989, 75: 1~42
16 DePaolo D J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and factional crystallization. Earth Planet Sci Lett, 1981, 53: 189~202
17 Javoy M, Weis D. Oxygen isotopic composition of alkaline anorogenic granites as a clue to their origin: the problem of crustal oxygen. Earth Planet Sci Lett, 1987, 84: 415~422
18 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用——金属活化热液成矿作用及找矿. 西 安:陕西科学技术出版社, 1985, 54~59
19 刘 伟, 张湘炳. 乌仑古-斋桑泊构造杂岩带特征及其地质意义. 见:涂光炽主编, 新疆北部固体地球科学新进展. 北京:科学出版社, 1993. 217~228
20 Shiro Y, Sakai H. Calculation of the reduced partition function ratios of α-, β-quartz and calcite. Bull Chem Soc Japan, 1972, 45: 2 355~2 359
21 O'Neil J R, Taylor Jr H P. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. Am Mineral, 1967, 52: 1414~1437
22 Zheng Yong-Fei. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth Planet Sci Lett, 1993, 120: 253
23 刘 伟, 贺伯初, 陈振胜. 新疆阿尔泰阿拉尔花岗岩多维矿物相-水氧同位素交换反应动力学. 地质学报, 1996, 70(2): 129~141
24 韩宝福, 王式光, 孙元林, 等. 正 $\varepsilon_{Nd}(T)$ 值的准铝——过铝花岗岩:新疆也布山岩体. 科学通报, 1998, 43(12): 1323~1328

(1998-04-29 收稿, 1998-08-23 收修改稿)