

苏州阳西脉岩蚀变型高岭土矿床成因探讨

易发成 田 煦 李虎杰 郑自立

(西南工学院非金属矿研究所, 绵阳)

提 要: 阳西脉岩蚀变型高岭土矿体受阳山逆掩断层的控制。高岭土主要矿物成分为1T 高岭石、7Å埃洛石及石英, 并含少量叶腊石、地开石、绢云母、黄铁矿、方铅矿及闪锌矿等。根据矿床地质特征、矿物组合、成矿物理化学条件等讨论, 高岭土矿床形成于中低温、中压、酸性、还原的介质条件。其主要成矿作用为与岩浆活动有关的热液作用。

主题词: 高岭土矿床 矿床成因 苏州阳西

苏州高岭土矿床是我国最大的高岭土矿产地之一。高岭土矿石以具有高白度、高耐火度、高平滑度等物理性质而驰名中外。阳西矿区又是苏州高岭土的主要产地之一, 从本世纪20年代开始, 特别是80年代以来, 已有众多的学者从不同的角度对其进行了研究^[1~6]。本文对阳西脉岩蚀变型高岭土矿床的地质特征、矿物组分及分布特征进行了讨论, 并对其成因的有关问题进行了探讨。

1 地质概况

矿区位于下扬子拗陷区太湖隆起湖州-苏州断块的东南缘。

区域出露地层由老到新有泥盆系中下统茅山群 ($D_{1-2}msh$), 上统五通组 (D_3w), 石炭系下统高骊山组 (C_1g), 中统黄龙群 (C_2hl), 上统船山组 (C_3c), 二叠系下统栖霞组 (P_1q)、堰桥组 (P_1y), 上统龙潭组 (P_2l), 长兴组 (P_2c); 三叠系下统青龙群 ($T_{1-2}q$); 侏罗系上统中酸性火山岩系 (J_3) 及第四系。矿区出露地层主要为泥盆系茅山群砂岩, 二叠系下统堰桥组砂页岩, 栖霞灰岩及第四系浮土 (图1)。

主要构造为印支期北东走向的木渎向斜; 燕山期北西向逆掩断层组成的叠瓦式构造, 燕山晚期的北北东向扭性断层, 该断层切割了北西向逆掩断层, 并伴有酸性脉岩及次火山岩的充填; 节理以北东向最为发育。阳西脉岩蚀变型高岭土矿床主要受逆掩断层的控制。

侵入岩按出露先后依次有: 正长斑岩 (已蚀变成脉岩型高岭土, 仅在14线附近的坑道中见有残块)、石英斑岩 (强烈高岭土化, 部分已蚀变成矿)、石英闪长玢岩。

阳西脉岩蚀变型高岭土矿体呈北西向延伸, 顶部为茅山砂岩, 底板为栖霞灰岩、堰桥组砂页岩、局部为青磐岩化闪长玢岩、石榴子石砂卡岩, 亦可叠加在溶洞充填型高岭土矿体之

易发成, 男, 36岁, 副教授, 长期从事非金属矿床地质研究。邮政编码: 621002

1994-10-18收稿, 1995-9-25修改回, 由陶景连、刘浩龙编辑

上。在北部为石英斑岩所截。矿体受逆掩断层控制。在平面上呈反“S”状，产状变化大。总

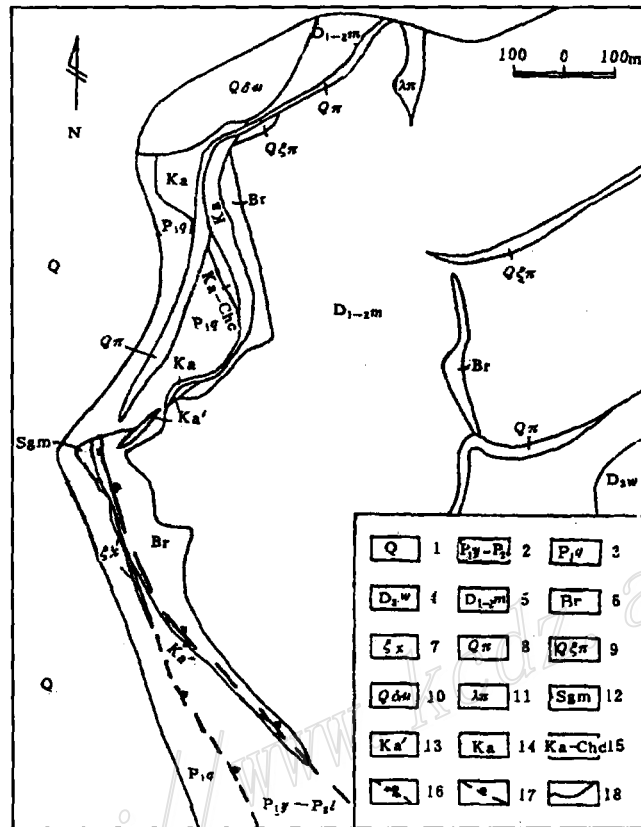


图1 阳西高岭土矿床地质略图

(据钟洪祥, 1981年修改)

1—第四系; 2—3—二叠系: 2—堰桥组—龙潭组; 3—栖霞组; 4—5—泥盆系: 4—五通组; 5—茅山群; 6—角砾岩带; 7—云斜煌斑岩; 8—石英斑岩; 9—石英正长斑岩; 10—石英闪长玢岩; 11—流纹斑岩; 12—砂砾粘土; 13—致密块状高岭土; 14—残斑状高岭土; 15—高岭土玉髓岩; 16—逆掩断层; 17—断层; 18—地质界线

Fig. 1. Geological sketch map of the Yangxi kaolin deposit.

1—Quaternary; 2~3—Permian; 2—Yanqiao Formation-Longtan Formation; 3—Qixia Formation; 4~5—Devonian; 4—Wutong Formation; 5—Maoshan Group; 6—Breccia zone; 7—Kersantite; 8—Quartz porphyry; 9—Quartz syenite porphyry; 10—Quartz diorite porphyry; 11—Rhyolite porphyry; 12—Gravelly clay; 12—Massive kaolin; 14—Porphyroid kaolin; 15—Kaolin chalcidony rock; 16—Thrust; 17—Fault; 18—Geological boundary.

体特征为北厚、南薄，浅处小，中深大，深部小。主要分布在阳西矿区的北半部。矿体内夹有砂岩角砾及正长斑岩残块（尤其在矿体南部增多）。矿体下部常见褐铁矿—玉髓—高岭土岩及

硅化大理岩角砾。矿体内普遍发育有高岭石脉、黄铁矿脉、石英脉。在矿体北部尚见有方铅矿、闪锌矿脉。

主要围岩蚀变有绢云母化、高岭土化、矽卡岩化、硅化、金属硫化物化、大理岩化等。由矿体到围岩具有蚀变分带性，垂向由下向上分带为：大理岩化（碳酸盐化）带→硅化→褐铁矿化带→高岭土化带（矿体）→强烈高岭土化带→绢云母化带。

矿石主要自然类型为残斑状高岭土，具残余斑状结构，块状构造。主要矿物为高岭石，次要矿物为次生石英、7 Å 埃洛石。还有绢云母、叶腊石、地开石、玉髓、重晶石、明矾石、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、褐铁矿、长石、菱铁矿等少量矿物。偶见榍石、金红石。平均化学成分（%）为：SiO₂ 56.08，Al₂O₃ 29.31，TiO₂ 0.54，Fe₂O₃ 1.64，CaO 0.25，MgO 0.12，K₂O 0.21，Na₂O 0.03，SO₃ 1.17，烧失量 11.26。

此外，尚有含砂致密状高岭土，仅见于石英斑岩强烈高岭土化的地段。

2 高岭土矿物组分及分布特征

高岭土中的主要矿物成分为高岭石，其次为次生石英，7 Å 埃洛石。

高岭石为结晶度、有序度高的1T型高岭石（图2）^[7,11~13]。其大小为0.1~1 μm，多为假六方片状的自形晶，堆积紧密，还可见呈埃洛石假象的短柱状高岭石、书册状、蠕虫状高岭石。呈书册状及蠕虫状高岭石一般较大。

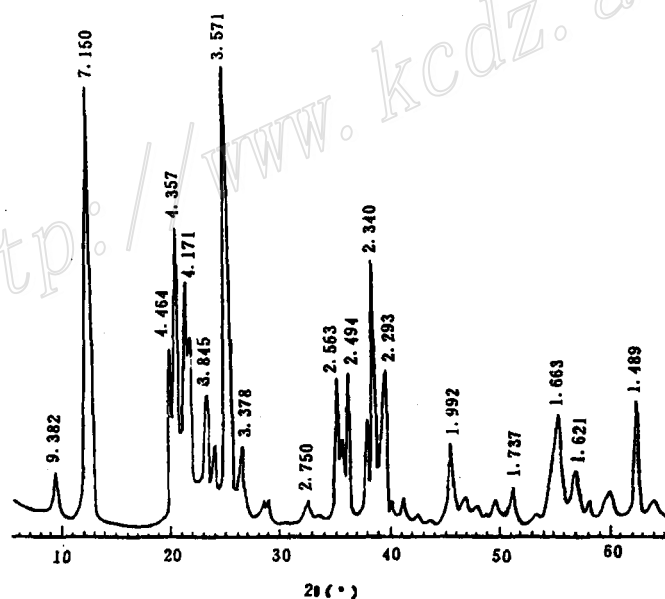


图2 高岭石的X射线粉晶衍射图

Fig. 2. X-ray powder diffraction pattern of kaolinite.

次生石英多呈粒状分布于高岭石片间，亦在高岭土中见有石英脉。局部可见有细粒石英组成的硅质层（位于矿体下部），厚达50 cm，石英结晶程度较差，局部尚可见有玉髓。

此外,高岭土中还含有少量地开石、叶腊石及绢云母等粘土矿物,主要分布在矿体北部。高岭土中亦见有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等金属硫化物及重晶石、明矾石等硫酸盐矿物。金属硫化物呈浸染状或脉状产出,局部见透镜体,具有北多,南少,上少、下多的分布特点。重晶石与明矾石多见于矿体近南部地段,并多分布在矿体下部。重晶石多沿裂隙呈细脉状或角砾状分布,亦呈浸染状分布于高岭土中。褐铁矿仅见于裂隙附近及矿体底部。

3 矿床成因探讨

3.1 成矿母岩

高岭土矿体在形态上呈脉状、其高岭土矿石的结构、构造及物质组成明显地有别于溶洞

表1 正长斑岩及其蚀变产物和高岭土中
微量元素含量 (10^{-6})

Table 1. Trace element contents
of syenite porphyry, its altered
products and kaolin (10^{-6})

元素	正长斑岩	高岭土化 正长斑岩	残斑状高岭土	残斑状高岭土 (平均值)
Li	3	7	1.9	1.98
Rb	48	106	3	3.12
Sr	230	245	35.9	35.30
Ba	580	670	9	9
Zr	207	144	181	181
Hf	4.76	3.04	4.75	4.75
B	10	5.20	1.14	1.44
Sn	13	4.80	3.60	3.09
Cu	53	151	81.78	81.78
Pb	44	872	108.70	263.20
Zn	50	976	245.95	335.60

由中国科学院高能物理所分析, 1987

充填型高岭土。矿体产状受断层控制,在叠加于溶洞高岭土之上地段,两者之间界线清晰,可见明显的烘烤边(见于接触带的溶洞充填型高岭土一侧)。这些均表明其原始物质不同于溶洞充填型高岭土。在矿体内可见有高岭土化的正长斑岩角砾(5~10 cm),与其周围高岭土呈过渡关系,多见于脉状矿体的南部;在北部矿体高岭土中,未见正长斑岩角砾,但高岭土矿石中仍可见有长石斑晶蚀变后的残影。角砾中心部位有时尚可见有较新鲜的正长斑岩,基本保留了蚀变前的特征。这些均表明呈脉状产出的矿体原岩可能为正长斑岩。为进一步证实宏观及镜下观察所得的推测,对正长斑岩及蚀变产物的微量元素及稀土元素进行了分析(表1,图3)。

由表1可见,赋存在造岩矿物中的Li、Rb、Sr、Ba等亲石元素,随蚀变程度加深,造岩矿物的分解而释放出来,被溶液迁出,从而造成高岭土中含量降低。与热液活动有关的亲铜元素Cu、Pb、Zn等,则在高岭土中含量明显增加。赋存在副矿物榍石、金红石等中的Zr、Hf,蚀变前后基本变化不大。高岭土中的微量元素分布特征表明,它既继承了原岩正长斑岩的特征,又表现出热液作用的特征。

稀土配分型式(图3)基本特征一致,均为轻稀土富集型, Eu/Sm、Sm/Nd 比值接近:正长斑岩分别为0.27和0.18;残斑状高岭土为0.21及0.15。表现出继承性的特点^[10]。

综上所述,脉岩蚀变型高岭土的成矿原岩为正长斑岩,它是在热液作用下,由正长斑岩遭受蚀变而成。

3.2 成矿物理化学条件

(1) 温度 对产于高岭土中与高岭石共生的石英、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿及重晶石,采用不同的方法进行了测温(表2)。分析表明其成矿温度为170~300℃,属中低温。这与矿物共

生组合特征一致。

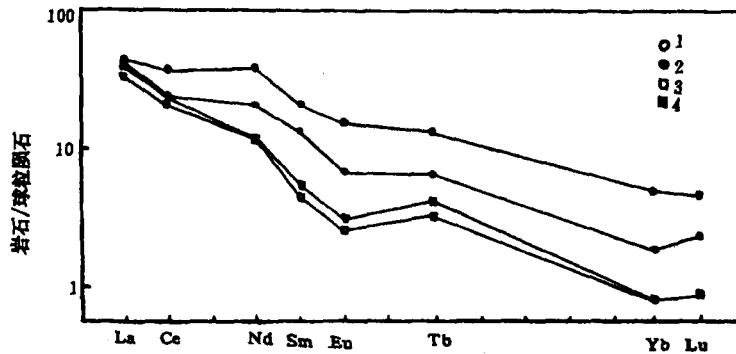


图3 正长斑岩及其蚀变产物的稀土配分型式

1—正长斑岩；2—高岭土化正长斑岩；3—残斑状高岭土；4—残斑状高岭土（平均值）

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns of syenite porphyry of its altered products.

1—Syenite porphyry; 2—Kaolinized syenite porphyry; 3—Porphyroid kaolin; 4—porphyroid kaolin (average value).

表2 不同测温方法所测得温度值 (°C)

Table 2. Temperatures measured by various methods (°C)

矿 物	爆裂温度 (°C)	均一温度 (°C)	硫同位素地质温度计 (°C)	备 注
石 英	247~327 290.8 (4)	256~346 294.6 (3)		
黄铁矿	267~327 300.3 (7)		216.63 ^① 171.39 ^②	黄铁矿-方铅矿
方铅矿	227~243 235 (2)			
闪锌矿	267~271 268.3 (3)		286 ^③	闪锌矿-方铅矿
重晶石	214~239 226.5 (2)			

注：表中横线上方数值为变化范围，下方为平均值，括号内数为样品数；包裹体测温由西南工学院非金属矿研究所汪建中工程师测（1988）；硫同位素由成都理工学院同位素室测（1987）；①据 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿-方铅矿}} = 1.319 \times 10^6 T^{-2}$ 式计算（Sakai, 1968）；②据 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿-方铅矿}} = 1.10 \times 10^6 T^{-2}$ 式计算（Kajwara, 1974）；③据 $\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿-方铅矿}} = 0.963 \times 10^6 T^{-2} - 0.1$ 式计算（Sakai, 1968）

(2) 压力 根据石英的包裹体特征，在同一样品上包裹体形状不规则，大小不一（2~19 μm ），包裹体分布亦不均匀，不同类型气体、气液体及纯液体等包裹体成群分布在同一样品内，并且均一温度相近（300 °C），这表明其为沸腾包裹体群。已知石英均一温度约为300 °C，平均盐度为1.42 wt% NaCl，据此在 NaCl-H₂O 沸腾曲线上可求得其成矿深度为3280 m。而按区域地层厚度计算则为3680 m，二者基本一致。这表明矿床形成深度为中深条件。

(3) 热液成矿期物理化学参数的理论计算 根据 ZnS 中呈固溶体存在的 FeS (%) 与温度和硫逸度的关系，可求得 f_{S_2} 值，ZnS 中 FeS (%) 可根据闪锌矿晶胞参数与 FeS 的关系求

得^[14,15]。

根据矿物共生组合特征认为在成矿过程中存在有下列反应



根据化学热力学原理

$$\Delta G_{R,t}^0 = -Rt \ln K = -19.44 \lg f_i \quad (7)$$

取 $t = 300^\circ\text{C}$, $\text{pH} = 6$ 时可计算求得 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 、 $\alpha_{\text{H}_2\text{S}}$ 、 α_{HS^-} 、 $\alpha_{\text{HSO}_4^-}$ 及 $\alpha_{\text{SO}_4^{2-}}$ 值 (表3)。

表3 热液成矿期主要物理化学参数

Table 3. Main physical-chemical parameters of hydrothermal ore-forming stages

主要参数	$\lg f_{\text{S}_2}$	$\lg f_{\text{O}_2}$	$\lg f_{\text{CO}_2}$	$\lg \alpha_{\text{H}_2\text{S}}$	$\lg \alpha_{\text{HS}^-}$	$\lg \alpha_{\text{HSO}_4^-}$	$\lg \alpha_{\text{SO}_4^{2-}}$
计算值	-10.46	-31.37	-22.77	-7.54	-21.58	-31.92	-34.01

计算表明:成矿热液环境为高 f_{S_2} 、 $\alpha_{\text{H}_2\text{S}}$ 、 f_{CO_2} , 低 f_{O_2} 、 $\alpha_{\text{SO}_4^{2-}}$ 。因此,形成的矿物组合上以金属硫化物、碳酸盐矿物及高岭石为主,而少见硫酸盐矿物,表明成矿介质是以还原条件为主的环境。

3.3 成矿溶液的组分

(1) 热液期矿液的成分 通过与高岭石共生石英包裹体成分分析表明 (表4):①热液主要成分为 H_2O 、 CO_2 。各组分含量为 $\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2 > \text{Cl}^- > \text{F}^-$, $\text{K} > \text{Na} > \text{Li}$;②阴离子总含量为 7.72 mg/L,阳离子含量为 0.47 mg/L,阴离子总含量大于阳离子。上述特征表明:热液与中酸性侵入岩岩浆期后活动有关;高岭石是在有 CO_2 参与下形成;成矿溶液为含 SO_4^{2-} 低的酸性热液,其介质为还原条件。

(2) 风化淋滤期地下水的成分 为了研究地表条件下,风化淋滤作用对高岭土的叠加改造作用,对矿体内的地下水进行了分析 (表4)。分析表明:地下水中富含 Si,而相对贫 Al,说明地下水的作用可进一步淋滤出硅;Ca、Na、K、Mg、Fe 等元素的进一步迁出,亦可使矿石的质量有所提高。

3.4 热液的来源、迁移方向及通道

关于热液的来源根据高岭石矿物及共生石英、硫化物的氢、氧及硫稳定同位素的研究,硫化物矿物的硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 0.07 ‰,根据方铅矿-闪锌矿共生矿物平衡分馏体系估算形成高岭土成矿溶液总硫同位素值为 -1.52 ‰,亦近于零,这均表明硫以深源为主^[8];氢氧同位素研究结果亦表明高岭土是热液作用产物,并经历了大气降水的叠加改造^[9]。这些均表明其热液来自与中酸性岩浆活动有关的期后热液,混有部分大气降水。同时,依据金属硫化物及硫酸盐矿物的分布特征、正长斑岩蚀变产物和残余角砾分布特征,Cu、Zn、Pb 在矿体中分布北多、南少的特征^[10],可以推测其热液是由北东向南西,由下向上运移的。这与根据包裹体测温所做的温度变化趋势图是一致的 (图4)。

热液运移的通道主要是沿断裂带运移,这与阳西逆掩断层的走向及裂隙的产状、围岩蚀变分布范围及温度变化的方向是一致的。

表4 热液阶段及风化淋滤
阶段的介质成分
Table 4. Composition of media
in hydrothermal stage and
weathering-leaching stage

组分	石英包裹 体成分 (mg/L)	地下水 成分 (mg/L)
H ₂ O	10.50	—
Si	—	4.11
Al	—	0.31
Fe	—	0.29
Mg	0.00	1.02
Ca	0.00	8.14
Na	0.22	2.45
K	0.25	2.07
P	—	0.10
Mn ²⁺	—	0.08
Cl ⁻	1.20	2.50
CO ₃ ²⁻	—	0.60
SO ₄ ²⁻	—	43.10
CO ₂	6.40	—
HCO ₃ ⁻	0.00	—
Li	0.05	—
F ⁻	0.07	—

注:包裹体成分由地矿部宜昌地矿所分析,1987;地下水成分由北京大学地质系分析,1987

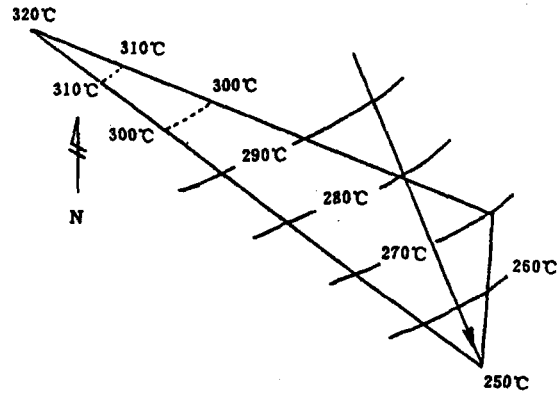


图4 温度变化趋势图

Fig. 4. Variation trend of temperature.

综上所述,可以认为苏州阳西脉岩蚀变型高岭土矿床是在与中酸性岩浆活动有关的中低温热液作用下,在酸性还原的介质条件下,由正长斑岩(或石英斑岩)等经热液蚀变作用所形成。后期的风化淋滤作用对其进行了叠加改造。

4 结 语

通过上述讨论可以得出如下几点认识:

(1)阳西脉岩蚀变型高岭土矿体严格受断层控制,其成矿原岩主要为正长斑岩,围岩蚀变具有分带性。

(2)矿石自然类型以残斑状高岭土为主。主要矿物成分为结晶度、有序度高的高岭石,其次为石英、7Å埃洛石,并含有叶腊石、绢云母、地开石及黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等热液矿物。金属硫化物在矿体中的分布具有规律性。

(3)高岭土矿床的成矿环境为中低温、中深的酸性、还原介质条件。造成斑岩蚀变成高岭土的主要作用是与岩浆活动有关的岩浆期后热液作用,风化淋滤作用仅对其进行了叠加改造。

参 考 文 献

- 1 陶维屏. 华东一高岭土矿床地质特征及成因. 地质论评, 1966, 24(3): 188~196
- 2 张乐天, 王宗良. 中国粘土矿物的电子显微镜研究. 北京: 地质出版社, 1978, 11~24
- 3 江苏省地质局第四地质队. 怎样找高岭土. 北京: 地质出版社, 1976, 1~30
- 4 韩克从, 马胜云. 论苏州高岭土的成矿作用. 矿床地质, 1985, 4(2): 55~68
- 5 陶维屏. 中国高岭土矿床地质学. 北京: 地质出版社, 1984, 14~76

- 6 夏舜. 苏州阳西风化型高岭土矿物的形成与演化. 地质科学, 1981, (4): 369~375
- 7 须藤俊男. 粘土矿物(中文版). 北京: 地质出版社, 1974, 34~144
- 8 易发成, 田煦. 苏州高岭土矿床硫稳定同位素组成分布特征及其地质意义. 地质地球化学, 1993, (3): 66~68
- 9 易发成, 田煦. 苏州阳西高岭土矿床氢氧稳定同位素特征. 矿物岩石, 1990, (3): 96~99
- 10 易发成, 霍承禹, 田煦. 中国苏州阳西脉岩型高岭土矿床地球化学特征及成因探讨. 全国非金属矿学术论文集(四). 武汉: 武汉工业大学出版社, 1988, 1-6
- 11 Brindley B W. Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, 1980
- 12 Paker T W. A classification of kaolinite by infrared spectroscopy. Clay Minerals, 1969, (3): 135~141
- 13 Van Der Mard B W, Beutelspacher H. Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixture. Elsevier Scientific Publishing Company, 1976
- 14 Skinner B J. The relationship between unit cell edges and composition of synthetic wurtzites. Amer. Miner., 1961, 46: 1332~1399
- 15 Barton P B Jr. Phase relation involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. Econ. Geol., 1976, 61: 825~849

A PRELIMINARY DISCUSSION ON THE GENESIS OF THE YANGXI DIKE ALTERATION TYPE KAOLIN DEPOSIT IN SUZHOU, JIANGSU PROVINCE

Yi Facheng, Tian Xu, Li Hujie and Zheng Zili

(Southwest Institute of Technology, Mianyang 621002)

Key words: kaolin deposit, genesis of ore deposit, Yangxi of Suzhou

Abstract

The Yangxi dike alteration type kaolin deposit is controlled by Yangxi overthrust. In the area, wall-rock alterations are well developed and exhibit zonation. Main mineral composition of kaolin includes 1T kaolinite, 7 Å halloysite and quartz as well as small amounts of pyrophyllite, sericite, dickite, pyrite, galena and sphalerite. The protolith of kaolin is chiefly syenite porphyry. According to inclusion and sulfur stable isotope geothermometer, the ore-forming temperatures are 170~300 °C, and the ore-forming depth is 3280 m or so. The calculated physical-chemical parameters of the hydrothermal ore-forming stage are as follows: $\lg f_{S_2} = -10.46$; $\lg f_{O_2} = -31.37$; $\lg f_{CO_2} = -22.77$; $\lg a_{H_2S} = -7.54$; $\lg a_{HS^-} = -21.58$; $\lg a_{HSO_4^-} = -31.92$; $\lg a_{SO_4^{2-}} = -34.01$. The ore-forming media are in a reduction environment. The ore-forming hydrothermal solution seems related to postmagmatic activity of intermediate-acid intrusives, being acid hydrothermal solution with rich CO_2 , Cl^- and poor SO_4^{2-} . The channelway for the migration of hydrothermal solution is mainly the faulted zone. It can be inferred from the above discussion that the Yangxi dike alteration type kaolin deposit must have been formed through the hydrothermal alteration of syenite porphyry in acid and reducing media under the action of mesothermal-epithermal solution related to the activity of intermediate-acid magma, with the superimposition and transformation of subsequent weathering-leaching.