

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

藏南上地壳低速高导层的性质与分布： 来自热水流体活动的证据

李振清, 侯增谦, 聂凤军, 孟祥金

中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

内容提要: 沿亚东—谷露裂谷带实施的一系列地球物理探测发现了一组地震亮点。结合其他地球物理探测剖面的资料, 认为藏南上地壳中存在一个低速高导层, 这些地震亮点处于这个低速高导层中。人们对这些亮点和低速高导层有两种不同的解释和认识: 一种认为是含盐的超临界流体; 而另一种认为是地壳中的部分熔融层。由于目前缺少有效的手段和方法, 对这个低速高导层的性质和分布范围仍只是推测。本文从藏南强烈活动的热水流体系统着手, 尝试从另一个角度探讨这些地震亮点和低速高导层的性质。通过对热泉气体的 He 同位素组成和热水的地球化学特征研究以及前人对温度场的模拟表明, 该低速高导层的性质为硅酸盐岩浆熔体, 不是以水为主的流体, 这就为部分熔融层的存在提供了佐证。本文进一步讨论了该部分熔融层对热泉流体系统的驱动热机作用, 并根据热泉流体的温度场限定了此部分熔融层的空间分布范围。

关键词: 藏南; 部分熔融层; 热水流体; He 同位素

沿亚东—谷露裂谷带实施的一系列地球物理探测, 取得的令人振奋的重大发现之一, 就是发现一组地震亮点, 即近垂直地震反射剖面上显示出的异常高发射振幅的反射体 (Wei Wenbo et al., 2001)。这些地震亮点大体处于 15~18 km 深度, 尽管其通常被作为流体聚集的标志, 但其物质性质 (热水流体还是岩浆)、形成机制和空间分布尚有明显不同的认识和解释。Makovsky 等 (1999) 将其解释为中上地壳内的游离含盐超临界流体; Nelson 等 (1996) 和 Brown 等 (1996) 则解释为中上地壳内的部分熔融层顶部的岩浆体, 认为地壳加厚产生的热能导致了地壳物质熔融, 这种部分熔融可能遍布于青藏高原地壳。

显然, 进一步限定和约束这些地震亮点的性质, 起因及分布, 对于确定青藏高原地壳热状态乃至建立地壳演化和变形模型至关重要。为此, 笔者对受 4 条 SN 向地堑裂谷控制的热活动带的热泉的地球化学和气体同位素进行了系统研究。本文通过热水和热泉沉积物 (泉华) 的地球化学特征及热泉气体的氦同位素组成, 根据其来源和成因探讨了地震亮点的性质和起因, 认为该亮点为地壳中的部分熔融层, 并由热泉温度场限定了该熔融层的分布。

1 构造背景与热泉分布

在印-亚大陆主碰撞带, 三种构造变形最具鲜明特色: 陆-陆碰撞引起的双倍加厚地壳 (70 km)、强烈俯冲-碰撞在主碰撞带东西两端发育的大型构造结 (Yin et al., 2000) 和碰撞后伸展作用导致的一系列横切主碰撞带的近 SN 向正断层系统 (Tapponnier et al., 1977; Molnar et al., 1978; Ni et al., 1978)。这些 SN 向断裂系统在高原的不同构造部位显示不同的性质。在东西构造结, 主要为大型走滑断裂, 而在高原腹地, 则主要是 SN 向裂谷和裂陷带 (图 1、2)。

西构造结主体位于高原西部巴基斯坦境内, 其中, 喀拉昆仑断裂作为一条延伸近 1000 km 的 NWW 向大规模活动走滑断裂, 调整了青藏高原向东的侧向逃逸, 并控制了中新世钾质—超钾质火山喷发和现代地热流体活动, 发育狮泉河—玛旁雍错热活动带。东构造结主体位于高原东部缅甸藏毗邻区, 其北东侧发育高黎贡大型走滑断裂 (Yin et al., 2000; 李海兵等, 2004), 南东侧发育现代火山和著名的腾冲热海热田 (图 1), 其顶端 (南迦巴瓦大峡谷) 剥露下地壳石榴石麻粒岩 (Ding et al., 2001)。

构造演化历史研究表明, 进入中新世, 青藏高原大面积隆升, 随后发生东西向伸展 (18 Ma; Willams et al., 2001), 形成一系列横切 IYS 和 BNS 的近 NS

注: 本文为国家重点基础研究规划 973 项目 (编号 2002CB412606) 和国家自然科学基金项目 (编号 40302028) 资助的成果。

收稿日期: 2004-06-02; 改回日期: 2004-12-24; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 李振清, 女, 1974 年生。博士, 助理研究员, 主要从事热水成矿作用研究。通讯地址: 100037, 北京西城区百万庄大街 26 号, 中国地质科学院矿产资源研究所; 电话: 010-68999052; Email: lizhq@126.com。

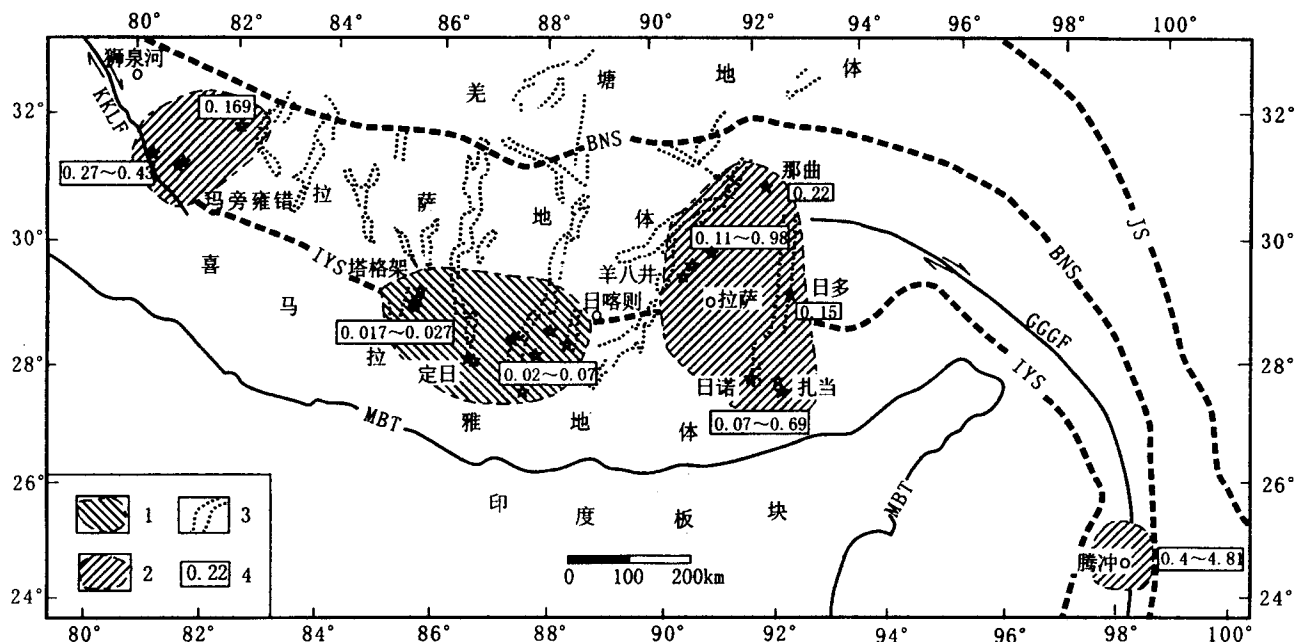


图1 青藏高原造山带构造格架与热泉气体 He(R/Ra) 变化域分布(据侯增谦等, 2004)

Fig. 1 Tectonic framework and various Helium domains of hot springs in the Xizang (Tibet) orogeny belt

(after Hou Zengqian et al., 2004)

1—壳源 He 域; 2—幔源 He 域; 3—地堑裂谷; 4—R/Ra 值; IYS—印度—雅鲁藏布缝合带; BNS—班公错—怒江缝合带; KKLF—喀拉昆仑走滑断裂; GGGF—嘉黎—高黎贡走滑断裂; MBT—主边界断裂; JS—金沙江缝合带

1—Domains of crust Helium; 2—domains of mantle Helium; 3—rift vally; 4—R/Ra value; IYS—Indus—Yarlung Tsangpo suture zone; BNS—Bangong—Nujiang suture zone; KKLF—Karakorum strike-slip fault; GGGF—Lhari Gaoligong strike-slip fault; MBT—main boundary thrust; JS—Jinshajiang suture zone

向正断层系统,局部发育成一定规模的裂谷或地堑盆地(Coleman et al., 1995; Blisnluk et al., 2001; 张进等, 2004; 袁道阳等, 2004; 王绳祖, 2004),其中发育强烈的现代热水活动,构成了著名的喜马拉雅大型地热带。从青藏高原现代热水流体系统的分布来看,强烈的热水活动事件主要分布在班公湖—怒江缝合带(BNS)之南,并受这些SN向构造带控制,形成一系列南北向热水活动带,高原腹地较大的热水带有:当惹雍错—古错热水带、申扎—谢通门热水带、亚东—谷露热水带、桑日—错那热水带(图2)。

物探资料已经证实,南北向的活动构造带有可能处于地壳的上拱部分而具有某种裂谷的性质。按照威尔逊的大陆裂谷模式,裂谷型断陷代表着一个板块运动的开始,因而这种地壳的上拱作用应是深部岩浆上涌阶段所反映的构造特征之一。

2 高原地壳热结构与温度场

爆炸地震、反射地震、天然地震及大地电磁测深资料一致表明,双倍加厚的青藏高原地壳结构十分

复杂,普遍存在1到2个低速高导层,具有垂向上的多圈层结构(6~8层)。在高原主体部位,下部普遍存在厚度不一的“壳幔混合层”;藏南(本文指BNS以南)地壳中存在两个低速高导层:上低速高导层出现在上地壳的底部,深约15~25 km、厚约3~10 km,产状近于水平,下低速高导层出现在中地壳的底部,埋深50 km左右;而藏北(BNS以北)只有上低速高导层存在,埋深15~35 km(潘裕生等, 1998; 陈炳蔚等, 2000; 赵文津等, 1996, 2004)。

而且,青藏高原自身的壳幔热结构也有很大的差异(图3);SN向正断层系统和现代热水活动强烈发育的藏南为年轻块体,构造活动强烈,具有厚壳薄幔、热壳冷幔的异常热结构和高位上涌的软流圈,热流值高(大于50 mW/m², 平均值大于100 mW/m²);藏北块体古老,构造活动稳定,具有厚壳厚幔、冷壳的正常热结构,热流值低(一般小于50 mW/m²) (沈显杰等, 1990; 夏报本等, 1993)。

由高原腹地的热泉地表温度的平面分布图(图4),热泉主要分布在班公错—怒江缝合带之南,温度

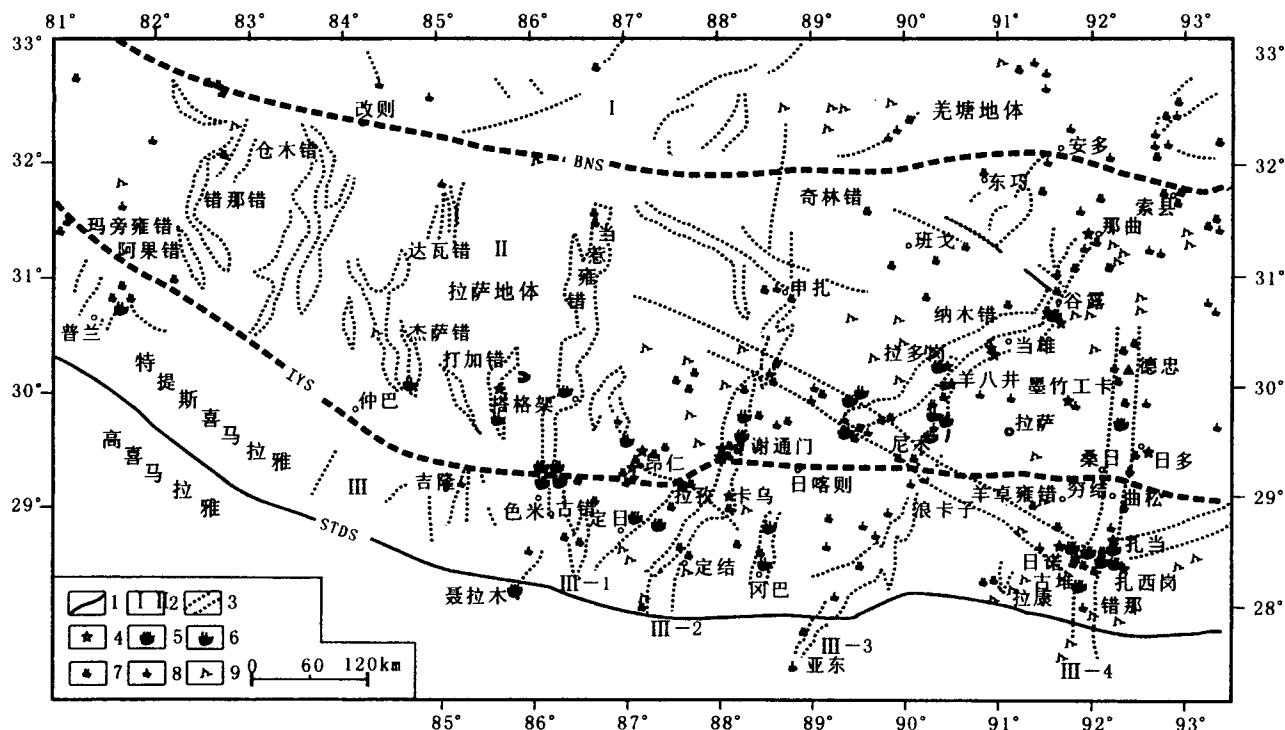


图 2 青藏高原造山带 SN 向裂谷和裂陷带与热泉分布图(据侯增谦等, 2001)

Fig. 2 NS-trending rift valley and distribution of hot springs in the Tibet Plateau orogeny belt

1—热水活动边界断裂; 2—热水活动分区; 3—SN 向裂谷与地堑盆地; 4—取样位置; 5—沸泉; 6—热水爆炸、间歇喷泉和沸喷泉; 7—热泉; 8—温泉; 9—水热显示; MCT—主中央逆冲断裂; IYS—印度—雅鲁藏布缝合带; BNS—班公湖缝合带; III-1—当惹雍错—古错热水带; III-2—申扎—谢通门热水带; III-3—亚东—谷露热水带; III-4—桑日—错那热水带
1—Boundary fault of hydrothermal belt; 2—zoning of hydrothermal belt; 3—NS-trending rift and rift valley; 4—position of samples; 5—boiling spring; 6—hydrothermal outbreak, erupting geyser; 7—hot spring; 8—warm spring; 9—hydrothermal feature; MCT—the main central thrust fault; IYS—Indus—Yarlung Tsangpo suture zone; BNS—Bangong—Nujiang suture zone; III-1—Damre Yumco—Guco hydrothermal belt; III-2—Xainza—Xaitongmoin hydrothermal belt; III-3—Yadong—Gulu hydrothermal belt; III-4—Sangri—Cona hydrothermal belt

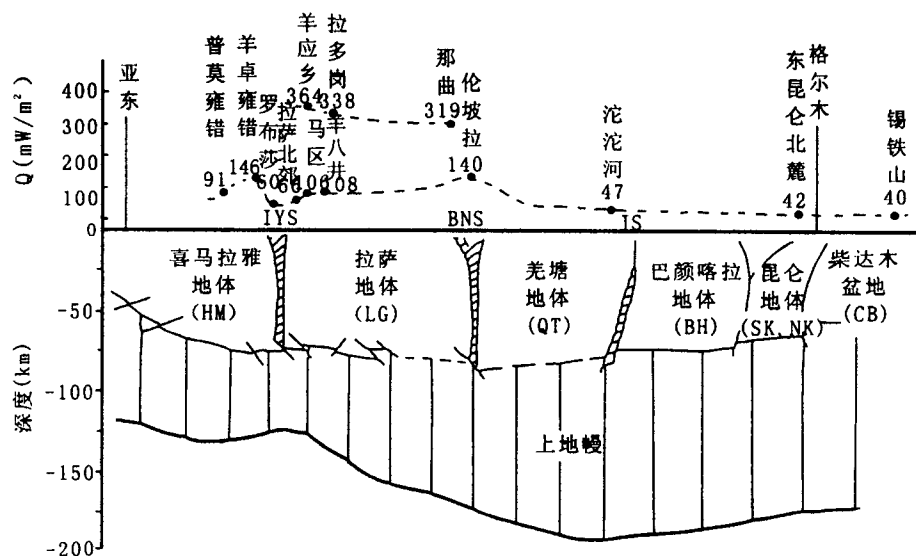


图 3 青藏高原南北向热流剖面(据沈显杰, 1990)

Fig. 3 The heat flow section in the south-north direction in the Qinghai—Tibet plateau (after Shen Xianjie, 1990)

IYS—雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公错—怒江缝合带; JS—金沙江缝合带

IYS—Indus—Yarlung Tsangpo suture zone; BNS—Bangong—Nujiang suture zone; JS—Jinshajiang suture zone

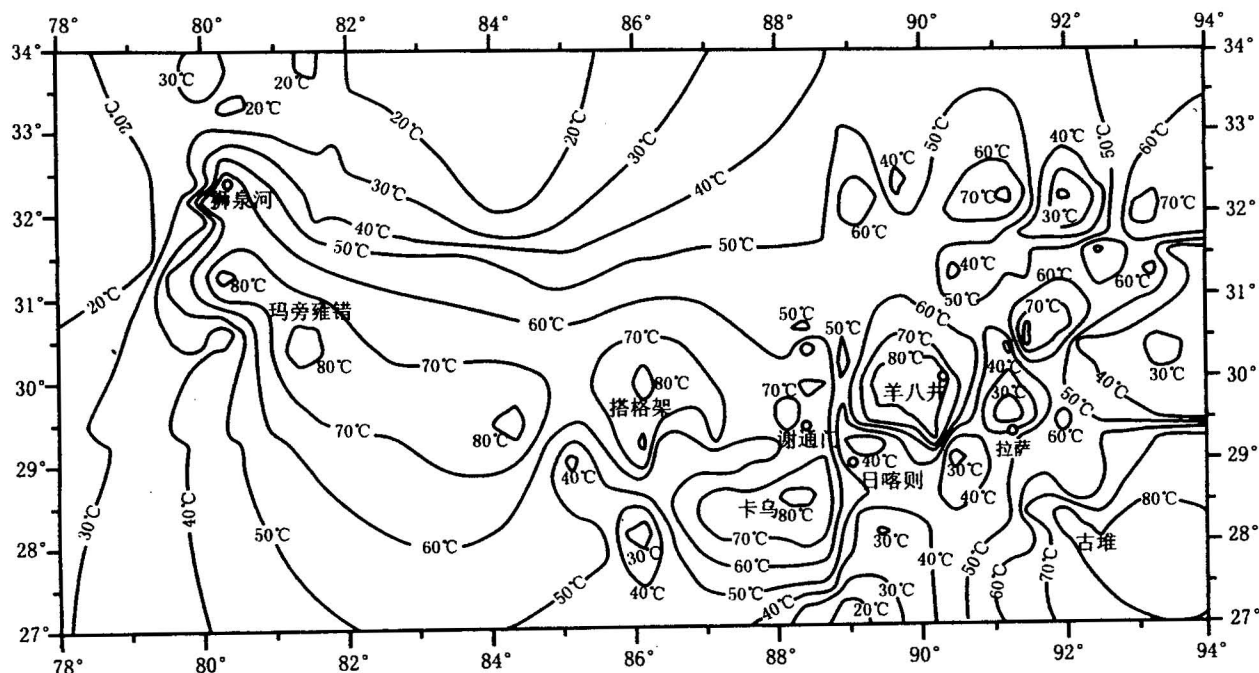


图4 青藏高原地热泉温度的平面分布图

Fig. 4 The surface temperature distribute plan of hot springs in the Tibet plateau

图中温度等值线代表热泉的地表露头温度,单位为℃;数据来源据本研究和佟伟(1981)

In the figure, contour line of temperature represent surface temperature of hot springs, and their unit is °C;
the data come from the research and Tong Wei(1981)

大于60℃的高温温泉呈片状展布,主要分布于狮泉河—玛旁雍错、搭格架、卡乌地热田、羊八井—当雄、古堆地热田等地,与双低速低阻层和高热流值存在的空间位置相互对应。

3 热水流体系统地球化学

3.1 热水的微量元素

西藏热水的主要类型包括 HCO_3^- - Na^{2+} 型水、 HCO_3^- - Cl^- - Na^+ 型水、 SO_4^{2-} 型水和 Cl^- - Na^+ 型水等,其中,Na-Cl 型水一般认为与岩浆活动有关。

与其他地热区相比,西藏地热区的热水中 Li、Rb、Cs、As、 HBO_2 的含量更高,除 Rb 外,其他4种元素超过地壳平均丰度几至几十倍(张知非,1982);Li 的含量很高,最高含量达到 50×10^{-6} (佟伟,1981),本研究检测到的最高含量是 31×10^{-6} ,这么高的含量在世界上也属罕见;Rb 的含量也较高,变化范围在 $0.0n \sim n \times 10^{-6}$ 之间;Cs 的丰度居世界首位,变化范围为 $0.0n \sim n \times 10^{-6}$,与 Rb 处于相同的量级;As 的丰度之大在世界罕见,最高含量达到 125.6×10^{-6} ;高温热水中富 HBO_2 ,一般每升达几至几百毫克,最高可达1917 mg/L,而且,富 HBO_2 的地方往往

富 F、Cl、As、Rb、Cs、Li 等(佟伟,1981;赵平,1998;李振清,2002)。其中,Rb 是岩浆活动期后的特征元素,Rb、B、Cs 等元素与 Cl 正相关,Cl、B、F、K、Rb、Cs 的高丰度也暗示了岩浆源的存在(进一步讨论另文阐述,李振清等,待刊)。

3.2 硫同位素

本研究和前人的硫同位素资料表明(佟伟,1981),西藏热水活动的不同沉积物、不同的活动时代具有不同硫同位素组成。由于钙华和盐华多形成于低温热泉流体中,成因比较复杂,相应硫的来源 $\delta^{34}\text{S}$ 不易判断和分析,故只讨论高温热泉沉积物中发育的硅华和自然硫。由表1可见,不同地区的硅华中 $\delta^{34}\text{S}$ 的范围较窄,变化于 $-5.2\text{‰} \sim +4.2\text{‰}$ 之间,接近陨硫石;自然硫中 $\delta^{34}\text{S}$ 的范围为 $-10.1\text{‰} \sim +7.6\text{‰}$,集中在 $-2\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 之间,与硅华的分布范围总体上一致。在这些热水活动产物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布频率直方图上(图5),可以直观的看到,硫同位素呈正态分布,集中在 $-2\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 之间,向两边依次减少。由此可以判断,西藏热水活动沉积的硅华和自然硫具有岩浆硫的特征。

3.3 氦同位素

表 1 西藏热水区硫同位素组成(‰)

Table 1 Sulfur isotope compositions(‰) in various hydrothermal regions in Tibet

地点	类型	$\delta^{34}\text{S}$	地点	类型	$\delta^{34}\text{S}$
谷露—那曲公路	硅华	-1	羊八井热田	自然硫	-1.6
谷露—那曲公路	硅华	-4.3	羊八井热田查桑沟	自然硫	1.8
塔格架	硅华	-3.3	羊八井热田查桑沟	自然硫	0.8
羊八井电站	硅华	-1.1	羊八井热田查桑沟	自然硫	-1.1
羊八井电站	硅华	4.2	羊八井热田查桑沟	自然硫	-1.4
日多	硅华	-5.2	羊八井热田查桑沟	自然硫	-3
拉多岗	硅华	-4.8	羊八井热田查桑沟	自然硫	-6.1
那曲县谷露	自然硫	-4.4	羊八井热田查桑沟	自然硫	0.2
当雄县拉多岗	自然硫	-0.4	羊八井热田查桑沟	自然硫	-4.8
察雅县王卡硫磺矿	自然硫	-8.5	羊八井热田热沟	自然硫	2.2
萨迦县卡乌	自然硫	-2.2	羊八井热田热沟	自然硫	3.4
拉孜县芒普	自然硫	1.9	羊八井热田热沟	自然硫	5.8
羊八井硫磺矿	自然硫	1.2	羊八井热田热沟	自然硫	4.2
羊八井硫磺矿	自然硫	3.4	羊八井热田热沟	自然硫	3.8
羊八井热田热沟	自然硫	0.4	羊八井热田热沟	自然硫	-1.4
羊八井热田热沟	自然硫	-0.6	羊八井热田玛雅沟	自然硫	-1.3
羊八井热田玛雅沟	自然硫	-10.1	羊八井热田玛雅沟	自然硫	-5.6
羊八井热田玛雅沟	自然硫	-9.4	羊八井热田玛雅沟	自然硫	-7
羊八井热田玛雅沟	自然硫	-1.4	羊八井热田玛雅沟	自然硫	-6.1
羊八井热田玛雅沟	自然硫	-3	羊八井热田玛雅沟	自然硫	7.6

注:除羊八井电站外,羊八井其余地点的资料据佟伟(1981);余者为本研究测试。

本研究采集的热泉气体样品主要集中于高原腹地内控制高温热泉活动的4条裂谷带,即桑日—错那裂谷带、亚东—谷露裂谷带、申扎—谢通门裂谷带和当惹雍错—古错裂谷带。采集方法见侯增谦等(2004)。

地球各圈层的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值(用R表示,大气的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值用Ra表示)不同:Ra(大气值)为 1.4×10^{-6} ;壳源气体R值较低,为 $n \times 10^{-8}$;幔源气体R值较高,一般超过 10^{-5} (Kimmelman, 1996)。

Hoke 等(2000)经过计算和分析,以 $R/R_a =$

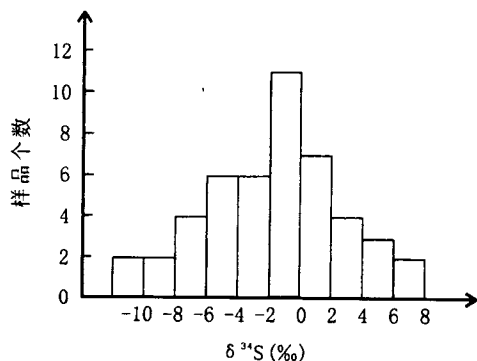


图 5 西藏热水区硅华和自然硫的硫同位素分布直方图

Fig. 5 Bar chart of sulphur isotope for sinter and natural sulphur in hydrothermal activity areas in the Tibet

0.10为限,将西藏热泉 He 同位素分为两个变化域,即壳源 He 域和幔源 He 域。笔者新获得的 He 同位素资料也同样反映了这两个 He 域的存在,但 R/R_a 值域和区域分布有所变化。壳源 He 域的 R/R_a 值变化于 0.017~0.080 之间,分布于高原腹地昂仁热水活动区,包括谢通门、昂仁、色米、塔格架等高温热泉。而幔源 He 域的 R/R_a 值变化于 0.11~5.38 之间,至少包括三个热水活动区,即拉萨热水活动带、狮泉河热水区和腾冲热海。拉萨热水活动带的 R/R_a 值绝大多数大于 0.11,构成了一个 SN 向延伸的幔源 He 域;狮泉河热水区 R/R_a 值变化于 0.27~0.43 之间;腾冲热海及外围地区热泉的 R/R_a 值变化于 0.4~5 之间,显示典型的地幔气贡献。

总之,西藏高原的热泉气体 He 同位素组成呈现区域性变化,东西两个构造结显示幔源气体贡献,高原腹地大致以 89°E 为界,东侧显示幔源气贡献,西侧显示壳源气贡献(图1,侯增谦等,2004)。

4 讨论

4.1 藏南上地壳中是否存在部分熔融层?

前已述及,地球物理探测资料表明藏南上地壳中存在一个低速高导层,且在空间位置上与高热流区、强烈热水活动区对应;近年来沿亚东—谷露裂谷带发现的一组地震亮点,处于这个低速高导层中, Nelson 等(1996)和 Brown 等(1996)将其解释为中上地壳内的部分熔融层顶部的岩浆体,认为地壳加厚产生的热能导致了地壳物质熔融;而 Makovsky 等(1999)则解释为中上地壳内游离的含盐超临界流体。尽管仍有不同的解释,但其作为流体集聚的标志是毋庸置疑的。我们获取的热水流体资料更倾向于部分熔融层的解释:

4.1.1 地热水的化学组成表明有岩浆的贡献

热水的化学类型表明,一般认为与岩浆活动有关的 Na-Cl 型水在藏南广泛发育;此外,与其他地热区相比,西藏地热区的热水中 Li、Rb、Cs、As、 HBO_2 的含量更高,且富 HBO_2 的地方往往富 F、Cl、As、Rb、Cs、Li 等(佟伟,1981;赵平,1998;李振清,2002)。一般认为,Rb、Cl 是岩浆活动期后的特征元素,西藏热水的 Rb、B、Cs 等元素都与 Cl 正相关(李振清等,待刊)。

因此,根据地热水的化学类型和化学组成,可以认为有岩浆源的贡献。

4.1.2 硫同位素组成具有岩浆硫的特征

硅华和自然硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-10.1\text{‰} \sim +$

7.6‰,呈正态分布,集中在-2‰~+2‰之间。尤其是硅华,范围更窄,变化于-5.2‰~+4.2‰之间,接近地幔硫,说明来源于深部的岩浆组分。张理刚(1985)根据西藏自然硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与典型火山区地热田(如云南腾冲、黑龙江五大莲池等)硫同位素组成有明显差异,认为硫来源于不同沉积层的淋滤。但青藏高原具有独特的多圈层的岩石圈结构,向北俯冲的印度大陆地壳与亚洲地壳呈叠瓦状交错重叠,地壳的重熔往往发生在不同地壳结合的薄弱面,深部岩浆可能来自不同地壳的重熔混合,与上述火山区的岩浆有着不同的成因,导致了与这些地区硫华中硫同位素组成的差异。

故藏南硅华和自然硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 同位素组成暗示了深部地壳重熔岩浆的贡献。

4.1.3 热泉气体的氦同位素组成表明地壳重熔作用的存在

侯增谦等(2004)已详细讨论了藏南热泉气体的He同位素组成和幔源氦气的来源贡献,并探讨了深部过程对He域变化的约束,这里仅做简单阐述。

典型的壳源He域分布于高原腹地89°E以西的昂仁热水活动区,R/Ra值变化于0.017~0.080之间;幔源He域分布西构造结的狮泉河热水活动区和腹地89°E以东的拉萨热水活动区,R/Ra值大于0.11。

对于狮泉河地区,该处地壳相对较薄,规模达1000多千米的喀拉昆仑走滑断裂深切岩石圈,可能导致了上地幔He气向热水系统的注入。而在高原腹地的拉萨热水活动区,地球物理探测资料表明,地壳已经加厚到正常地壳的2倍(约70 km)。SN向正断层系统虽普遍发育,但均没有切穿整个地壳,因此,地幔排放的微量气体直通地表是难以想象的。幔源气存在的唯一的可能性是侵位于地壳某一部位的幔源熔体发生脱气作用。89°E以西的昂仁热水区,显示典型的壳源He特征,缺乏幔源He气的贡献,并不说明地壳中不存在熔体,而是上地壳部分熔融层驱动了热水流体的对流循环,并贡献了大量壳源He气。

高原腹地89°E东、西两侧He同位素组成的差异可能与印度大陆板块向亚洲板块俯冲的规模和角度有关,向北俯冲的印度板块可能沿89°E线或者沿亚东—谷露裂谷发生撕裂,在89°E以西,印度与亚洲大陆碰撞较早,印度板块可能已跨过IYS,并以缓角度向北俯冲,诱发了地壳的部分熔融,驱动了壳源He域的热水活动;而在东部(89°E以东),可能印度

板块的俯冲角度陡然变大,或者发生板块断离,诱发幔源岩浆活动,并驱动热水流体循环,从而形成线性展布的幔源He域(详细讨论见侯增谦等,2004)。

4.1.4 热泉温度和温度场的模拟表明已经具备部分熔融发生的条件

前面已提到,对藏南上地壳的低速高导层存在两种解释:一为含盐超临界流体,一为地壳中的部分熔融层。假设其为超临界流体,无法解释强烈的藏南热水活动的现象:在藏南,水热爆炸、间歇喷泉等众多泉水温度达到80~90℃的高温热泉在高原屡见不鲜,根据热水化学温标计算的热储温度114~277℃,深度多2~3 km;地热田钻孔热水的温度一般接近200℃。而且,羊八井热田和羊易乡热田分别钻到329℃和306℃的高温。以水为主的流体温度一般300℃左右。可以想象,15~25 km深处、温度仅为300℃左右超临界流体能够驱动并维系2~3 km处、温度达114~277℃的热储是不可思议的。而将其解释为地壳部分重熔产生的硅酸盐岩浆熔体就很容易理解了,硅酸盐熔浆的温度可达到很高,即使温度较低的花岗岩的熔浆的最低温度也在600℃左右。因此,藏南强烈热水活动带存在的事实也倾向于部分熔融层的解释。

而且,热储温度和温度场的模拟也表明了部分熔融发生的可能性:假设,热储温度取200℃,深度假设为2.5 km,即使不考虑藏南具有高的热流值,按照正常地温梯度40℃/km计算,地下15 km深处的温度至少也达到700℃,已经达到湿花岗岩的熔融温度650℃。此外,石耀林等(1992)以摩擦生热计算的地下温度分布结果表明,仅仅俯冲的摩擦生热就可在俯冲带的前方上地壳产生一达到湿花岗岩熔融温度的高温区。何况,还有加厚地壳的放射性元素增热、软流圈上涌热侵蚀等,足以使15~25 km深处的地壳发生局部熔融。袁学诚等利用大地电磁法的结果提出温度场的分布模式,得出雅鲁藏布江以北位于17~41 km的高导电层都位于600~800℃的温度区,已经达到湿花岗岩的熔融温度(赵文津,2001;李秋生等,2004)。

综上所述,无论是热水的地球化学特征、硅华和自然硫的硫同位素组成,还是热泉气体的He同位素特征、高温热泉流体的活动都表明了岩浆熔体的存在,而热储温度的计算和温度场的模拟更证明了部分熔融发生的可能性。因此,可以推断,藏南上地壳中的低速高导层为以岩浆熔体为主的局部熔融层,而非以水为主的超临界流体。

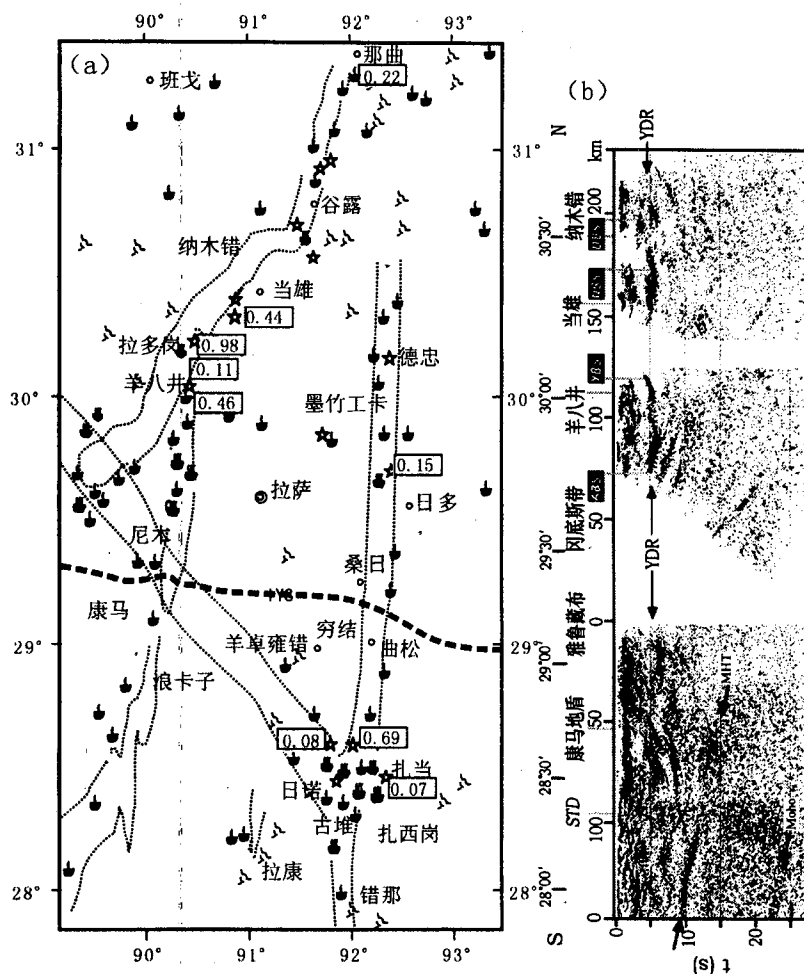


图 6 拉萨热水活动带热泉气体的 R/Ra 值变化(a)及其与地震亮点的对应关系(b)

Fig. 6 Variety of R/Ra value of geothermal Helium (a) and their corresponding relation to seismic bright spots (b) in the Lhasa hydrothermal belt

图(a)显示热泉主要受SN向裂谷或正断层系统控制,热泉气体的 R/Ra 值没有显示明显的SN向变化, R/Ra 值 >0.11 的数据不仅仅集中于裂谷北段,也出现在IYS以南,表明幔源He域向南扩展进入IYS以南地区。图中,五角星代表取样位置,其它图例说明见图2。图(b)展示了沿谷露—亚东裂谷探测到的一组亮点(Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996),与上部地壳热田分布大体对应,反映热水流体活动受上地壳岩浆房或部分熔融层控制。解释见正文。

(a) shows that these hot springs are mainly controlled by NS-trending rift and normal fault system. R/Ra values of geothermal gas are not obvious variety in N-S-trending, and the Helium isotope with $R/Ra > 0.11$ are not only concentrate in the northern section of rift, but also appear in south of IYS. That indicate that the mantle Helium domain has extended to south of IYS. Legends see Fig. 2. (b) exhibits a set of seismic bright spots along Gulu—Yadong rift valley (Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996). These bright spots are corresponding to upper geothermal fields as a whole, which show that activity of hydrothermal fluid is controlled by upper-crustal magma chambers or partial melt layers

4.2 部分熔融层——驱动并维系热水流体活动

热水系统无疑是在“热机”驱动下通过传导形式或传导-对流形式迁移和循环的,巨大的能量是强烈的热水活动发生的必要条件。热水流体的对流循环通常被认为由浅位岩浆房加热驱动(侯增谦等, 2003)。

在青藏高原腹地,现代火山主要集中于羌塘地体北部(Turner et al., 1993),而热水活动区密集分

布的藏南地区,仅发现中新世钾质火山岩(Coulon et al., 1986; Miller et al., 1999)和浅成斑岩(侯增谦等, 2003; 曲晓明等, 2004),火山岩岩石分布区与热水活动区没有明显的空间对应关系,因此,单个的中新世浅位岩浆房并不是现代热水活动的驱动热机。此外,羊八井和羊易乡强烈的地热田下部存在浅位岩浆房虽然是不争的事实,但假设藏南大面积的中高温热水活动带由这些为数不多的浅位岩浆房来驱

动是不可思议的,目前人们已倾向于将地壳中的局部熔融层作为藏南地热带的驱动热机。

地球物理探测也证实了部分熔融层对热水系统的作用。沿亚东—谷露裂谷带发现的地震亮点北起当雄(DBS)和宁中(NBS),经羊八井(YBS)到安冈(ABS)(Zhao et al., 1996),空间上与沿裂谷带分布的高温热田完全对应(图6)。这组亮点沿剖面继续向南进入冈底斯,因巨大花岗岩基影响而没有反射地震信号显示,但进一步向南进入羊卓雍错地区,则实测到高热流异常,热流值高达 146 mW/m^2 ,推测其下 $10\sim 20 \text{ km}$ 深处存在熔融的花岗岩浆(图3;沈显杰, 1990),其空间位置与地表的中高温热泉相对应(图6)。这种空间对应关系有力证明,顶面位置处于 15 km 深度的成片出现的岩浆房或部分熔融层驱动了热水流体的对流循环。

根据以上分析,我们认为:在西构造结,深切岩石圈的喀拉昆仑走滑断裂控制了热水流体系统的发育和分布,地幔岩浆沿断裂上升侵位,不仅导致了地壳的重熔,而且可能沿裂隙上涌到浅部,为热水系统注入幔源 He 气,驱动并维系了地表的热水活动;在高原腹地,热泉的分布受 SN 向正断层系统控制,地壳 $15\sim 25 \text{ km}$ 深部的部分熔融层沿 SN 向裂谷上升,在浅部形成单个的岩浆房,诱发了地表的高温地热田,如羊八井等,而该部分熔融层则驱动并维系了藏南广泛发育的热水流体活动。

4.3 部分熔融层空间分布

目前,青藏高原地壳中部分熔融层的空间分布是根据几个主要的地球物理剖面资料得到的,其中包括亚东—格尔木地学断面、吉隆—鲁谷重力探测剖面、洞错—三个湖剖面、噶尔—叶城和萨嘎—岗巴重力剖面等。对于剖面未覆盖的地区,对熔融层的存在和位置就无从推断。本文前面已经讨论了部分熔融层和热水区空间的对应关系,反之,可以通过岩浆房-热水区空间对应关系来大致限定这种部分熔融层的空间范围。地球物理探测资料固然是部分熔融层存在的有力证据,但若在这么广阔的青藏高原遍布探测剖面是不现实的,而根据热水活动系统的分布来圈定部分熔融层的范围则是一种比较简单易行、方便可靠的方法。

我们根据西藏热泉流体的实测温度和估算的热储温度,大致圈定了热泉流体温度等值线,据此大致推测了成片出现的部分熔融层的空间范围。高原腹地温泉的地表温度分布范围见图4。

藏南中高温热泉的温度多介于 $60\sim 90^\circ\text{C}$ 之间,

可以认为,温度大于 60°C 的中高温热泉分布区下部存在部分熔融层。由图可见,大于 60°C 的高温区呈片状分布,在 89°E 的东西两侧有不同的空间分布。在 89°E 以西,面积较大,沿狮泉河—搭格架—谢通门一线呈东西向展布,基本可以圈出 $80^\circ\text{E}\sim 89^\circ\text{E}$ 、 $28^\circ\text{N}\sim 31^\circ\text{N}$ 的范围。在 89°E 以东,至少可以划出以下几个温度大于 60°C 的成片高温区:羊八井—羊易、那曲、墨竹工卡—德忠、古堆—日诺等(图4)。

此外,地表温度大于 80° 的羊八井、羊易地热田已经证实下面存在单个的浅部岩浆房。因此,通过温度大于 80° 的高温地热田,可以圈定下部浅部岩浆房的范围,故可以判断,玛旁雍错东西两侧热水区、搭格架间歇喷泉、卡乌热水区、古堆地热田下部存在浅位岩浆房。

致谢:本研究受国家基础研究计划973项目(印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用)和自然科学基金项目“青藏高原热水活动的时空格架和氦同位素研究”资助。别风雷博士、李胜荣教授和李佑国教授参加了部分野外工作,研究过程中得到曲晓明研究员、高永丰教授、赵平研究员的指导和帮助,样品的准备和测试过程中得到白瑞梅研究员、罗续荣副研究员、李延合研究员、孙明良研究员和李立武研究员的帮助,在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 陈炳蔚,任留东,王彦斌. 2000. 青藏高原及邻区大地构造及有关的变形特征. 见:肖序常,李廷栋主编. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州:广东科技出版社, 85~122.
- 侯增谦,莫宣学,高永丰,曲晓明. 2003. 埃达克岩:斑岩铜矿的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. 矿床地质, 21: 1~12.
- 侯增谦,李振清,曲晓明,等. 2001. 0.5 Ma 以来的青藏高原隆升过程——来自冈底斯带热水活动的证据. 中国科学(D辑), 31(增刊): 27~33.
- 侯增谦,李振清. 2004. 印度大陆俯冲前缘的可能位置:来自藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束. 地质学报, 78(4): 482~493.
- 李海兵,戚学祥,朱迎堂,杨经绥,Paul TAPPONNIER,史连昌,王永文. 2004. 青藏高原内部物质向东滑移的证据. 地质学报, 78(5): 633~640.
- 李秋生,彭苏萍,高锐. 2004. 青藏高原莫霍面的研究进展. 地质论评, 50(6): 598~613.
- 李振清. 2002. 青藏高原碰撞造山过程中的现代热水活动. 中国地质科学院博士论文.
- 潘裕生,孔祥儒,钟大赉,等. 1998. 青藏高原岩石圈结构、演化和动力学. 见:孙鸿烈等主编. 青藏高原形成演化与发展. 广州:广东科技出版社, 1~65.
- 曲晓明,侯增谦,国连杰,徐文艺. 2004. 冈底斯铜矿带埃达克质含矿斑岩的源区组成与地壳混染: Nd, Sr, Pb, O 同位素约束. 地质学报, 78(6): 813~821.

- 沈显杰, 张文仁, 杨淑贞, 等. 1990. 青藏热流与地体构造热演化. 北京: 地质出版社, 1~90.
- 佟伟, 张铭陶, 张之非, 等. 1981. 西藏地热. 北京: 科学出版社.
- 王绳祖. 2004. 青藏高原地震断裂共轭角分布特征及其大陆动力学意义. 地质学报, 78(4): 475~481.
- 夏报本, 张家诚. 1993. 西藏地热活动规律初探. 见: 中国西藏高温地热开发利用国际研讨会论文集. 北京: 地质出版社, 1~7.
- 袁道阳, 张培震, 刘百箴, 甘卫军, 毛凤英, 王志才, 郑文俊, 郭华. 2004. 青藏高原东北缘晚第四纪活动构造的几何图像与构造转换. 地质学报, 78(2): 270~278.
- 张进, 马宗晋. 2004. 西藏高原西、中、东的分段性及其意义. 地质学报, 78(2): 218~227.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社.
- 张知非, 朱梅湘, 刘时彬. 1982. 西藏水热地球化学的初步研究. 北京大学学报, (3): 88~96.
- 赵平, 金建, 张海政, 等. 1998. 西藏羊八井地热田热水的化学组成. 地质科学, 33(1): 61~72.
- 赵文津, 纳尔逊, 车敬凯, 等. 1996. 喜马拉雅地区深反射地震——揭示印度大陆北缘岩石圈的复杂结构. 地球学报, 17(2): 138~152.
- 赵文津, 吴珍汉. 2004. 加强地表层与深层调查的结合, 深化对中国大地构造特征的认识. 地质论评, 50(3): 256~267.
- 朱炳球, 朱立新, 史长义, 等. 1992. 地热田地球化学勘查. 北京: 科学出版社.

References

- Andrews J N. 1985. The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chem. Geology*, 49: 339~350.
- Bllsnluk P M, Hacker B, Glodny J, Ratschbacher L, Bill S, Wu Z H, McWilliams M O, Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, 412: 628~632.
- Brown L D, Zhao W J, Nelson K D, et al. 1996. Bright spots, structure, and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. *Science*, 274: 1688~1690.
- Chen Bingwei, Ren Liudong, Wang Yanbin. 2000. the geotectonic and deformation characteristic for the Qinghai—Xizang plateau and adjacent areas. In: Xiao Xuchang, Li Tingdong eds. *Tectonic evolution and uplifting mechanism of the Qinghai—Xizang plateau*. Guangzhou: Guangdong science and technology press, 85~122.
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49~52.
- Ding L, Zhong D L, Yin A, Harrison T M. 2001. Cenozoic structural and metamorphic evolution of the eastern Himalayan syntaxis (Namche Barwa). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192: 423~438.
- Hoke L, Lamb S, Hilton D, Poreda R J. 2000. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180: 297~308.
- Hou Zengqian, Li Zhenqing, Qu Xiaoming et al. 2001. The uplifting processes of the tibetan plateau since 0.5Ma B. P.: evidences from hydrothermal activity in the Gangdise belt. *Science in China (Series D)*, 44 (sup.): 35~44.
- Hou Zengqian, Li Zhenqing. 2004. Possible location for underthrusting front of the Indus continent: constrains from helium isotope of the geothermal gas in southern Tibet and eastern Tibet. *Acta geologica sinica*, 78(4): 482~493.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Yongfeng et al. 2003c. Adakite, a possible host rock porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan plateau and in northern Chile. *Mineral deposits*, 22(1): 1~12.
- Kimmelman E S. 1996. Use of Helium isotopes in groundwater studies of the Parana Basin, Brasil. In: 30th international geological congress abstracts. 3(3): 238.
- Kind R, Ni J, Zhao W, et al. 1996. Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet. *Science*, 274: 1692~1694.
- Li Zhenqing. 2002. The modern hydrothermal fluid activity during the collisional orogenesis in the Tibetan plateau. Ph. D. thesis.
- Makovsky Y, Klemperer S L. 1999. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust. *J. Geophys. Res.*, 104: 10795~10825.
- Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. *J Geophys Res*, 83: 5361~5375.
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274: 1684~1688.
- Ni J, York J. 1978. Late Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau. *J Geophys Res*, 83: 5377~5384.
- Pan Yusheng, Kong Xiangru, Zhong Dalai, et al. 1998. Structure, evolution and kinetics of the lithosphere in the Qinghai—Xizang plateau. In: Sun Honglie and Zheng Du eds. *Formation, evolution and development of the Qinghai—Xiang plateau*. Guangzhou: Guangdong science and technology press, 1~65.
- Shen Xianjie, Zhang Wenren, Yang Shuzhen, et al. 1990. Heat flow and heat evolution of terrain tectonic in Qinghai—Xizang plateau. 1~90.
- Tapponnier P, Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics of China. *J. Geophys. Res.*, 82: 2905~2930.
- Tong Wei, Zhang Mingtao, Zhang Zhifei, et al. 1981. *Geothermal in the Xizang plateau*. Beijing: Science Press.
- Wei Wenbo, Martyn Unsworth, Alan Jones, et al. 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 292: 716~718.
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism. *Geology*, 29: 339~342.
- Xia Baoben, Zhang Jiacheng. 1993. Primary research about the convention of geothermal activity in Tibet. In: collected papers of international proseminar on development and utilization of megatempereure geothermal in Tibet, China. Beijing: Geological publishing house, 1~7.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan—Tibetan orogen. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yokoyama T, Nakai S, Waikita H. 1999. Helium and carbon isotopic compositions of hot spring gases in the Tibetan plateau. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 88: 99~107.
- Zhang Ligang. 1985. Application of stable isotope in geological science. Xi'an: Shanxi science and technology press.
- Zhang Zhifei, Zhu Meixiang, Liu Shibin. 1982. Primary research

- about hydrothermal geochemistry in Tibet. Transaction of the Peking University, (3): 88~96.
- Zhao Ping, Jin Jian, Zhang Haizheng, et al. 1998. Chemical composition of thermal water in the Yangbajing geothermal field, Tibet. Chinese Science Bulletin, 33(1): 61~72.
- Zhao W J, Nelson K D, Poject INDEPTH team. 1996. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath the south Tibet. Nature, 366: 557~559.
- Zhao Wenjin, Nelson, Che Jingkai, et al. 1996. Deep seismic reflection in Hamalaya region reveals the complexity of the crust and upper mantle. Acta Geoscientia Sinica, 17(2): 138~152.
- Zhu Bingqiu, Zhu Lixin, Shi Changyi, et al. 1992. Geochemical exploration in geothermal field. Beijing: Geological Press.

Characteristic and Distribution of the Partial Melting Layers in the Upper Crust: Evidence from Active Hydrothermal Fluid in the South Tibet

LI Zhenqing, HOU Zengqian, NIE Fengjun, MENG Xiangjin

Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

During the process for carrying out of a series of geophysical probe, a suit of were observed along the Yadong—Gulou rift valley zone. Combining with data from other geophysical sections, a low velocity-high conductivity layer was recognized in the upper crust in the southern Tibet. These seismic bright spots do lie in the low velocity-high conductivity layer. For these bright spots and the low velocity-high conductivity layer, there are still two kinds of understandings and opinions; one is saliferous supercritical fluid; the other is partial melting layer of the upper crust. Due to lack of effective means and methods, their characteristic and distribution were still guessed. Based on the research on the violent hydrothermal activity of the south Tibet, this paper made an attempt to discuss the characteristic of these bright spots and low velocity-high conductivity layer from other point. The research on helium isotope composition of hot spring's gas, geochemical characteristic of spring water, and former modeling for temperature field suggest that the low velocity-high conductivity layer was composed of rather silicate magma than water fluid. Theses research provide new evidences for exist of the partial melting layers. What's more, this paper discusses how the partial melting layer driving the active hydrothermal system to circulate and flow, At last, and restrict the spatial distribution of the partial melting layer based on the distribution of hot springs and temperature field.

Key words: the south Tibet; partial melting layer; hydrothermal fluid; helium isotope

~~~~~