

西藏多龙矿集区硅质岩岩石地球化学、 Si-O 同位素特征及其构造意义

韦少港¹⁾, 宋扬²⁾, 唐菊兴²⁾, 侯淋³⁾, 贺文³⁾, 王勤⁴⁾, 林彬²⁾, 缪宇⁵⁾, 旦真王修³⁾, 李发桥³⁾

1) 中国地震局第一监测中心, 天津, 300180; 2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037;

3) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083;

4) 成都理工大学地球科学学院, 成都, 610059; 5) 武警黄金部队第十支队, 昆明, 650001

内容提要:多龙矿集区位于班公湖—怒江成矿带西段、羌塘地体南缘。本文通过对多龙矿集区出露的硅质岩进行系统地球化学研究, 探讨硅质岩形成的沉积环境及成因。多龙硅质岩 SiO_2 含量为 92.83%~93.97%, 属于纯硅质岩; Si/Al 值为 48.98~49.56, MnO/TiO_2 值为 0.36~0.64, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 值为 0.77~0.81; 硅质岩 ΣREE 为 $30.83 \times 10^{-6} \sim 34.59 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 值为 6.71~6.93, 球粒陨石标准化曲线为 Eu 负异常而 Ce 弱正异常的右倾型曲线, 北美页岩标准化曲线为 Eu 和 Ce 均显示出弱正异常的平坦型曲线; 微量元素均严重亏损, 仅 Cu、Pb 等亲铜元素亏损幅度较对较弱, V 值为 $7.83 \times 10^{-6} \sim 8.84 \times 10^{-6}$, V/Y 值为 1.25~1.48, 亦表明硅质岩形成的环境海底热液活动不强烈, 沉积环境为大陆边缘环境。多龙硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28}$ 值为 1.0‰~1.1‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$ 为 20.3‰~20.8‰, 表明多龙硅质岩为浅海环境中沉积形成的原生的生物成因硅质岩。综合分析认为, 多龙硅质岩形成于中晚侏罗世—早白垩世早期, 为形成于对稳定的洋盆闭合的大陆边缘沉积环境的生物成因硅质岩, 暗示南羌塘地体南缘于中晚侏罗世—早白垩世早期处于陆缘弧环境, 班公湖—怒江洋仍在北向俯冲消减, 洋盆尚未完全闭合。

关键词: 多龙矿集区; 硅质岩; 地球化学; 岩石成因; 沉积环境; 西藏

西藏多龙矿集区位于阿里地区改则县境内, 大地构造位于班公湖—怒江缝合带西段北部, 羌塘—三江复合板片南缘。迄今, 在多龙矿集区相继发现多不杂、波龙、拿若、荣那等超大型斑岩—浅成低温热液型铜金矿床和外围的拿顿、色那、地堡那木岗、铁格龙、尕尔勤等矿床点, 具有巨大的经济价值 (Tang Juxing et al., 2014, 2016)。近年来, 前人的报道主要集中于围绕班公湖—怒江洋的演化历程及多龙矿集区早白垩世成矿构造背景等方面: ① 早先区域地质调查结果指出, 班—怒洋在晚侏罗世—早白垩世之间闭合 (Dewey et al., 1988; Yin et al., 1988; Kapp et al., 2003, 2005, 2007); ② 近来的研

究资料显示, 班—怒洋在早白垩世尚未闭合, 洋盆可能仍具有一定规模 (Zhu Dicheng et al., 2006; Baxter et al., 2009; Wei S G et al., 2017a, 2017b)。相应地, 羌塘南缘晚侏罗世岩浆作用被认为与班—怒洋壳岩石圈北向俯冲消减作用有关, 而关于羌塘南缘多龙超大型斑岩—浅成低温热液型铜金矿床在早白垩世的成矿构造背景主要有两种倾向性的解释: ① 班—怒洋闭合, 羌塘地块与拉萨地块碰撞后地壳隆升 (Qu Xiaoming et al., 2006; Xin Hongbo et al., 2009), ② 班—怒洋壳依旧持续向北俯冲消减于羌塘地块之下的陆缘弧环境 (Li Jinxiang et al., 2008; She Hongquan et al., 2009;

注: 本文受国家自然科学基金“西藏羌塘地体南缘铁格龙南超大型浅成低温热液型铜(金)矿床保存条件研究”(编号: 41402178)、中国地质科学院矿产资源研究所科技基础性工作专项(编号: 2014FY121000)、中国地震局第一监测中心科技创新主任基金项目(编号: FMC2018005)共同资助。

收稿日期: 2017-11-02; 改回日期: 2018-02-27; 网络发表时间: 2018-11-20; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 韦少港, 男, 壮族, 1989年生, 博士, 助理研究员, 从事区域成矿规律、活动构造与地震研究工作。Email: 634719227@qq.com。
通讯作者: 宋扬, 男, 1983年生。博士, 副研究员。从事矿床学和区域成矿规律研究工作。Email: songyang100@126.com。

引用本文: 韦少港, 宋扬, 唐菊兴, 侯淋, 贺文, 王勤, 林彬, 缪宇, 旦真王修, 李发桥. 2019. 西藏多龙矿集区硅质岩岩石地球化学、Si-O 同位素特征及其构造意义. 地质学报, 93(2): 428~439, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2019025.
Wei Shaogang, Song Yang, Tang Juxing, Hou Lin, He Wen, Wang Qin, Lin Bin, Miao Yu, Danzhen Wangxiu, Li Faqiao. 2019. Geochemistry, Si-O isotopic compositions and its Tectonic Significance of the Siliceous Rocks in the Duolong deposit, Tibet. Acta Geologica Sinica, 93(2): 428~439.

Li J X et al. , 2013, 2014, 2016; Li X K et al. , 2017; Chen Huaan et al. , 2013; Sun Jia, 2015; Wang Qin et al. , 2015; Zhu D C et al, 2015; Wei Shaogang et al. , 2016, 2017a, 2017b; Wei S G et al. , 2017a, 2017b)。但对多龙矿集区内分布着的硅质岩的研究工作极为薄弱,有关硅质岩的成因、沉积环境及地球动力学背景一直未能理清,从而限制了对班公湖—怒江洋盆构造演化的全面系统认识。

硅质岩不仅是许多重要矿种的赋存层位和含矿岩系的重要岩类,而且由于它形成于特定的地球化学条件,能够反映出某些沉积相带特殊的地质背景,具有良好的沉积—构造环境指相意义,对于揭示区域地质演化背景和反映区域动力学演变特征具有重要的作用,尤其是发育在古板块缝合带内的硅质岩可以成为指示造山带古海洋地质演化的重要证据(Feng Caixia et al. , 2001; Feng Caixia, 2011; Murray et al. , 1990; Murray, 1994)。日本中部 Mino 地体三叠纪层状硅质岩主要由硅质生物残体和少量碎屑物质组成,硅质岩形成于半远洋环境如大陆斜坡或边缘盆地(Tada, 1991)。意大利北亚平宁蛇绿岩之上的侏罗纪层状硅质岩含有热液组分,可能形成于远洋环境(Tada, 1991)。Zhang Limin et al. (2016)对新疆达尔布特蛇绿混杂岩带硅质岩的研究,指出该套蛇绿岩产于边缘洋盆的 SZZ 构造环境而非大洋环境。Xu Rongke et al. (2009)西藏札达县夏浦沟硅质岩的研究,发现其含有大量早白垩世放射虫动物群化石,形成于洋盆和大陆边缘过渡区的位置,总体更接近于大陆边缘附近的洋内弧,证实雅江带西段存在新特提斯洋内俯冲系统。硅质岩可以有效地对伴生的基性火山岩形成机制进行约束,对蛇绿混杂岩的形成环境具有重要的指示意义(Huang Guicheng et al. , 2010; Zhang Limin et al. , 2016)。因此,本文通过对多龙矿集区出露的硅质岩的主量元素、微量元素和 Si、O 同位素特征研究,并结合前人的研究成果,探讨其形成的成因和沉积背景。

1 地质背景及样品采集

研究区位于西藏改则县城北西约 120km 处物玛乡,大地构造位置处于羌塘—三江复合板片南缘,班公湖—怒江缝合带西段北侧。班公湖—怒江缝合带以零散分布的蛇绿岩残片为标志(Shi, 2007),是青藏高原的地质构造和深部地球物理反映的岩石圈结构和组成的非常重要的分界线,是拉萨地块和羌

塘地块的分界(Yin An et al. , 2000)。区内出露地层为上三叠统日干配错组(T_3r)、下侏罗统曲色组(J_1q)、中下侏罗统色哇组($J_{1-2}s$)、下白垩统美日切错组(K_1m)、上渐新统康托组(E_3k)和第四系(图 1)。上三叠统日干配错组为灰岩。下侏罗统曲色组为次深海陆棚—盆地斜坡复陆碎屑岩—类复理石建造,主要岩性为长石石英砂岩、粉砂岩夹硅质岩、夹有灰绿色玄武岩、英安岩等;中下侏罗统色哇组为深灰、灰色薄层状粉砂岩、中层长石石英砂岩、石英砂岩与灰白色薄层状泥质板岩互层。下白垩统美日切错组主要为安山岩、安山质玄武岩。上渐新统康托组为砂砾石层、砾岩含砾砂岩(Wei Shaogang et al. , 2017a)。研究区南部的班公湖—康托—兹格当错为超壳断裂,早期具北向俯冲推覆性质,晚期则具南向逆冲推覆性质。受该断裂的影响,区内断裂构造显著,主要发育有三组,早期近 EW 向断裂构造 F_1 、 F_2 、 F_3 ;后期 NE 向断裂 F_8 、 F_{10} 、 F_{11} 、 F_{12} 、 F_{13} ;晚期 NW 向断裂 F_4 、 F_5 、 F_6 、 F_7 。区内断裂构造非常发育,为岩浆的上侵提供良好条件,导致岩浆活动十分频繁、强烈,以喷发、喷溢及超浅成侵入为主,基性、中酸性、酸性岩体均有出露,规模一般较小,呈带状、串珠状展布,成群出现,受断裂构造控制明显,具多期活动特征(Wei Shaogang et al. , 2016)。

本文硅质岩采集于多龙矿集区西南部,经纬度坐标为 $32^{\circ}46'21''N$ 、 $83^{\circ}41'17''E$,高程为 4942m。硅质岩产于下侏罗统曲色组地层中,与基性火山岩伴生(图 2a),岩石风化面呈灰黄色、褐色,新鲜面呈灰白色、灰绿色,呈层状和块状,单层厚度达数厘米至数十米,暗色硅质岩中还可可见浅色硅质条带(图 2b)。硅质岩作为底部枕状玄武岩的上覆岩系,代表着远洋深海沉积物,两者呈连续整合接触关系(Xu Wei et al. , 2016),岩石硅质岩呈隐晶—微粒结构,矿物主要为隐晶状—微晶状石英,粒径约 0.01~0.1 mm,杂乱分布,整个岩石呈隐晶—微粒结构,硅质分布不均匀,形成层理构造,少部分不透明矿物沿层理分布。岩石碎裂斜交早期形成的层理,显示其形成较晚,碎裂十分普遍,沿裂隙有碳酸盐、石英充填交代,岩石蚀变较弱,蚀变矿物可见碳酸盐、石英(图 2c)。

2 分析方法

本文硅质岩出露良好,采集的样品新鲜,共采集硅质岩样品 6 件,对新鲜岩石样品进行无污染粉碎至 200 目,用于测定岩石主量、微量元素及 Si、O

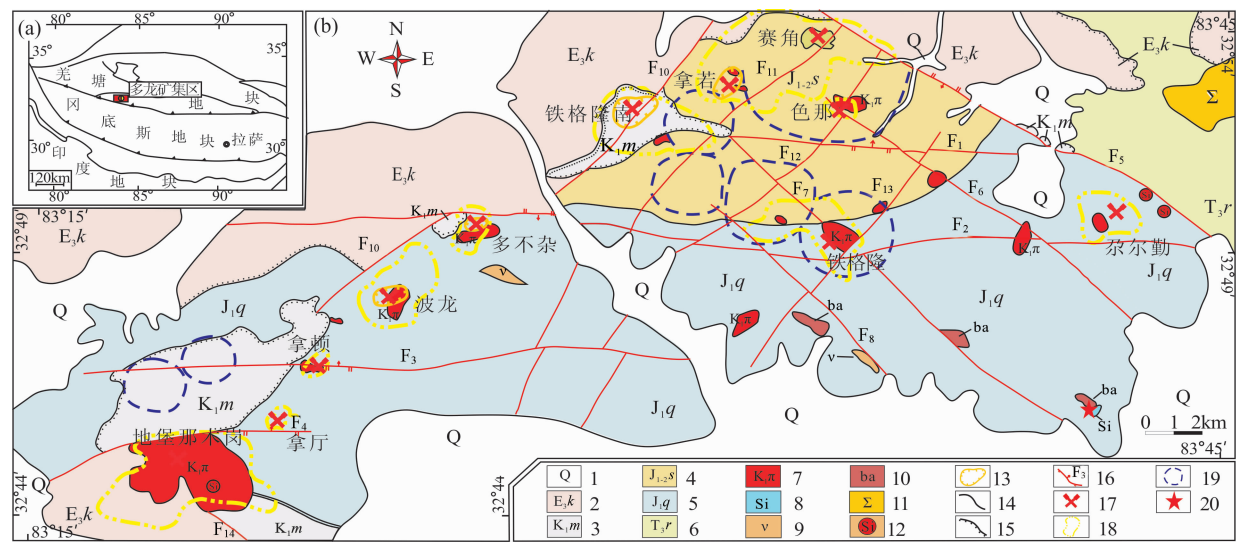


图 1 西藏多龙矿集区区域地质图(据 Wei Shaogang et al. , 2017a 修改)

Fig. 1 Regional map of the Duolong deposit, Tibet(Wei Shaogang et al. , 2017a)

1—第四系;2—上渐新统康托组;3—下白垩统美日切错组;4—中下侏罗统色哇组;5—下侏罗统曲色组;6—上三叠统日干配错组;7—早白垩世酸性侵入岩;8—硅质岩;9—辉长岩;10—枕状玄武岩;11—蛇纹石化橄榄岩;12—硅帽;13—工程控制矿体范围;14—整合接触界线;15—不整合接触界线;16—断层及编号;17—矿床位置;18—地表蚀变范围;19—遥感影像提取的环形构造;20—取样位置

1—Quaternary; 2—Upper Oligocene Kangtuo Formation; 3—Lower Cretaceous Meiriticuo Formation; 4—Lower-Middle Jurassic Sewa Formation; 5—Lower Jurassic Quse Formation; 6—Upper Triassic Riganpeicuo Formation; 7—Early Cretaceous intermediate-acid intrusion; 8—silicalite; 9—gabbro; 10—pillow basalt; 11—serpentinized peridotite; 12—silicification cap; 13—controlled ore body scope; 14—conformity boundary; 15—unconformity boundary; 16—fault and number; 17—positon of mines; 18—alteration scope at surface; 19—the ring structure of remote sensing image; 20—positon of samples

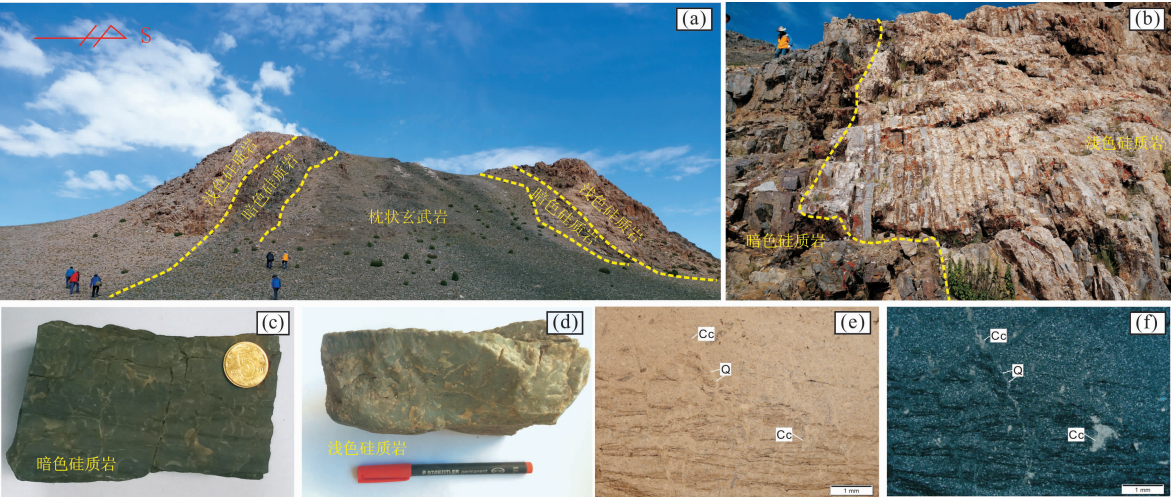


图 2 西藏多龙矿集区硅质岩野外产出特征(a)、(b)、手标本(c)、(d)及镜下特征(e)、(f)

Fig. 2 Field characteristics (a, b), and sample (c, d) and microphotograph (e, f) of the siliceous rocks in the Duolong deposit, Tibet

同位素。本文硅质岩样品的主量和微量元素分析于国土资源部国家地质实验测试中心完成,其中主量元素用熔片 X-射线荧光光谱法(XRF-PW4400)测定,并采用等离子光谱和化学法测定进行互相检测,分析精度小于 2%~5%,检测方法依据 GB/T 14506.28-2010;稀土微量元素采用等离子质谱仪

(ICPMS-PE300D)测试,含量大于 10×10^{-6} 的元素测试精度为 5%,而小于 10×10^{-6} 的元素的分析精度为 10%,检测方法依据 GB/T 14506.30-2010,实验室分析详细方法见参考文献(Zhang Limin et al. , 2016)。

Si 和 O 同位素分析均于中国地质科学院矿产

资源研究所同位素室完成,先将样品破碎至 200 目,然后用稀盐酸浸泡,再用蒸馏水反复冲洗,置于空气中干燥。Si 同位素测定要预先经过化学处理,提纯氧化硅,然后进行氧化,将 SiO₂用纯化的 BrF₅氧化,转化成 SiF₄,在 MAT-251EM 型质谱计上完成分析,选用美国国家标准局的石英砂样标准 NBS-28 做标样,分析精度为±0.1‰,详细过程可参见文献 Ding Tiping et al. (1988)。O 同位素的常规制备方法为五氟化溴法(Clayton et al., 1963),反应原理为硅酸盐或氧化物与强氧化剂 BrF₅在高温下反应生成 O₂,然后与碳棒反应转化为 CO₂,在 MAT-251EM 型质谱计上完成分析,分析精度为±0.2‰,采用的国际标准为 SMOW。

3 分析结果

本文研究的 6 件硅质岩主量元素分析结果(表 1),从表 1 可以看出,多龙矿集区硅质岩烧失量(LOI)在 1.89%~2.62%,硅质岩烧失量可能是有机质或者其他易挥发成分导致,也可能受到后期蚀变的影响。扣除烧失量后重新计算氧化物总含量至 100%,硅质岩 SiO₂含量为 92.83%~93.97%,都达到了纯硅质岩的范围(91.0%~99.8%)。Al₂O₃含量为 1.65%~1.68%,Si/Al 比值为 48.98~49.56。Fe₂O₃含量为 0.40%~0.50%,平均值 0.45%,Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃)比值为 0.77~0.81;MnO 含量为 0.04%~0.07%,平均值 0.06%,TiO₂含量为 0.11%~0.12%,平均值 0.11%,MnO/TiO₂比值为 0.36~0.64,Al/(Al+Fe+Mn)比值为 0.69~0.75。

硅质岩的稀土元素总量较低(表 2),为 30.83×10⁻⁶~34.59×10⁻⁶,平均值 32.42×10⁻⁶,轻稀土

元素较为富集,LREE/HREE 比值为 6.71~6.93。球粒陨石标准化后(La/Yb)_{CN}值为 7.60~8.95、δEu_{CN}值为 0.70~0.77、δCe_{CN}值为 1.08~1.13(Sun et al., 1989)。北美页岩标准化后(La/Yb)_{SN}值为 0.98~1.18、δEu_{SN}值为 1.07~1.18、δCe_{SN}值为 1.07~1.11(Gromet et al., 1984)。在稀土元素分配模式图(图 3)上,球粒陨石标准化曲线显示 Eu 具有负异常而 Ce 具有弱正异常的右倾型曲线,而在北美页岩标准化曲线及澳大利亚后太古代页岩标准化曲线则显示 Eu 和 Ce 均显示出弱正异常的平坦型曲线。Ce 显示正异常是由于表层海水或近海中的生物作用活跃,有机质发育而产生局部相对还原的环境,使得 Ce³⁺难以氧化成 Ce⁴⁺。硅质岩的微量元素以含量低为特征(表 2),除 Ce 富集系数为 2.12 外,其余元素与地壳元素地球丰度值相比均处于亏损水平。其中 Hf、Pb、Nb、Ta、Th 和 U 等不相容元素,Mn、Mo、Ni 等亲铁元素,V、Ti、Cr 等亲石元素,Sr 等碱土金属均显示严重亏损的特征,而 Cu、Pb 等亲铜元素亏损幅度较对较弱。本文硅质岩 Si、O 同位素特征(表 3),其 δ³⁰Si_{NBS-28}‰值为 1.0‰~1.1‰;δ¹⁸D_{V-SMOW}‰值为 -81‰~-118‰;δ¹⁸O_{V-SMOW}‰为 20.3‰~20.8‰。

4 讨论

硅质岩是一类 SiO₂含量极高(≥90%)的沉积岩,其矿物组成简单,以微晶石英为主,含少量黏土、碳酸盐矿物和有机质杂质。由于其特殊的物理性质(硬度大)、抗风化能力强,使得硅质岩形成后有利于保留当时形成的古地理、古气候和古环境信息。研究表明通过对硅质岩的地球化学特征及稳定同位素特征分析,可获得硅质岩成因、沉积环境、硅质来源

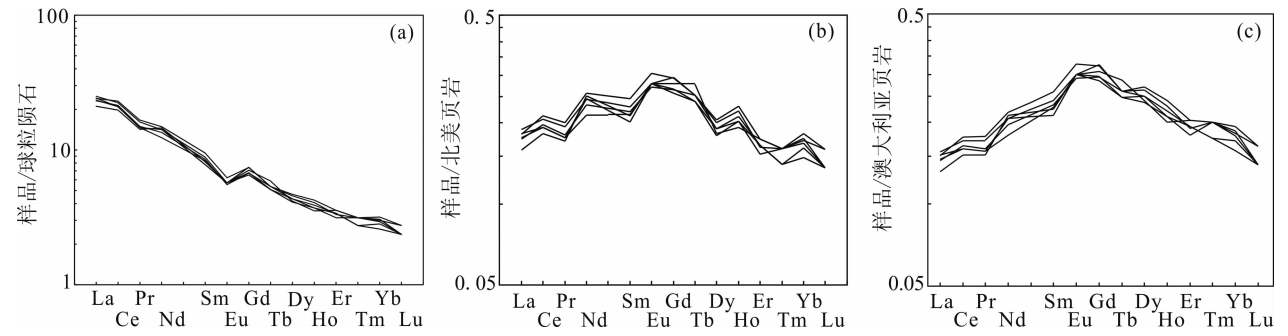


图 3 西藏多龙矿集区硅质岩的稀土元素球粒陨石标准化(a)、北美页岩标准化(b)和澳大利亚后太古代页岩标准化(c)分布型式图(Gromet et al., 1984; McLenenan, 1989; Sun et al., 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized (a) and North American shale-normalized (b) REE patterns of siliceous rocks in the Duolong deposit, Tibet (Gromet et al., 1984; McLenenan, 1989; Sun et al., 1989)

表 1 西藏多龙矿集区硅质岩常量元素含量(%)数据

Table 1 Major element contents (%) of siliceous rocks in the Duolong deposit, Tibet																
样品号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	总和	A	B	C	D
2015DL-50A	90.78	1.62	2.55	0.40	0.27	0.50	0.05	0.19	0.03	0.12	2.40	98.91	49.40	0.73	0.42	0.80
2015DL-50B	92.80	1.66	1.89	0.47	0.27	0.51	0.04	0.21	0.03	0.11	1.89	99.88	49.28	0.71	0.36	0.78
2015DL-50C	91.54	1.63	2.57	0.49	0.26	0.51	0.06	0.20	0.03	0.11	2.37	99.77	49.50	0.69	0.55	0.77
2015DL-50D	91.08	1.62	2.87	0.43	0.27	0.50	0.07	0.19	0.03	0.11	2.62	99.79	49.56	0.71	0.64	0.79
2015DL-50E	90.99	1.63	2.81	0.48	0.27	0.50	0.06	0.18	0.02	0.11	2.54	99.59	49.21	0.69	0.55	0.77
2015DL-50F	91.12	1.64	2.60	0.39	0.28	0.50	0.06	0.20	0.03	0.11	2.44	99.37	48.98	0.73	0.55	0.81

注: A=Si/Al, B=Al/(Al+Fe+Mn), C= MnO/TiO₂, D= Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃)。

表 2 西藏多龙矿集区硅质岩稀土元素及微量元素含量(×10⁻⁶)数据

Table 2 Trace element contents of siliceous rocks (×10 ⁻⁶) the related parameters of REE elements in the Duolong deposit, Tibet																		
元素	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Th	U	Pb	Nb	Ta	Zr	Hf	Rb	Sr	Cs	
2015DL-50A	8.84	10.00	516	4.06	21.1	30.0	13.2	1.00	0.26	5.29	2.32	0.15	23.1	0.55	10.1	31.9	0.42	
2015DL-50B	8.10	5.44	260	3.64	18.4	26.2	11.4	1.03	0.27	4.97	2.24	0.14	21.9	0.57	10.3	24.1	0.40	
2015DL-50C	7.82	7.29	410	4.04	18.0	25.6	11.6	0.91	0.24	4.74	2.23	0.15	22.6	0.53	10.2	28.9	0.39	
2015DL-50D	8.41	7.41	393	4.04	20.3	26.4	11.9	1.11	0.26	4.85	2.67	0.17	24.5	0.54	11.9	36.4	0.49	
2015DL-50E	8.54	8.94	515	4.21	20.5	28.7	13.4	1.06	0.30	5.28	2.69	0.17	24.9	0.55	11.7	35.6	0.45	
2015DL-50F	8.54	7.83	407.	3.69	20.0	27.4	13.4	0.96	0.26	4.80	2.35	0.16	23.3	0.57	10.9	31.3	0.40	
A	143.0	127	1090	24.70	81.3	56.0	76.3	7.60	2.07	14.00	18.30	1.60	148.0	4.50	108	382	1.23	
B	0.06	0.06	0.38	0.16	0.24	0.49	0.16	0.13	0.13	0.36	0.13	0.10	0.16	0.12	0.10	0.08	0.35	
元素	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Sc	Y	
2015DL-50A	51.2	5.75	12.80	1.39	6.62	1.19	0.33	1.45	0.22	1.06	0.20	0.59	0.08	0.50	0.06	3.64	5.99	
2015DL-50B	55.1	5.55	12.80	1.39	5.75	1.27	0.33	1.34	0.19	1.10	0.21	0.52	0.08	0.51	0.07	2.95	5.49	
2015DL-50C	49.2	5.00	12.10	1.35	6.80	1.25	0.33	1.39	0.19	1.04	0.21	0.56	0.07	0.48	0.06	3.08	5.51	
2015DL-50D	54.3	5.93	13.70	1.53	6.60	1.35	0.33	1.53	0.20	1.16	0.23	0.55	0.08	0.52	0.06	3.26	6.57	
2015DL-50E	54.3	5.72	14.10	1.58	6.95	1.45	0.36	1.52	0.20	1.19	0.24	0.59	0.08	0.54	0.07	3.33	6.85	
2015DL-50F	49.5	5.49	13.10	1.42	6.29	1.30	0.32	1.38	0.20	1.10	0.22	0.56	0.07	0.44	0.06	3.61	6.23	
A	463	28.7	6.17	7.23	28.70	6.90	1.13	5.90	0.90	4.03	1.03	2.90	0.25	2.57	0.82	16.0	27.70	
B	0.11	0.19	2.12	0.20	0.23	0.19	0.29	0.24	0.22	0.28	0.21	0.19	0.31	0.19	0.08	0.21	0.22	
元素	La/Ce	V/Y	U/Th	Ni/Co	ΣREE	LREE/ HREE	(La/ Yb) _{CN}	(La/ Yb) _{SN}	(La/ Yb) _{AN}	δEu _{CN}	δEu _{SN}	δEu _{AN}	δCe _{SN}	δCe _{CN}	δCe _{AN}			
2015DL-50A	0.45	1.48	0.26	5.20	32.24	6.75	8.25	1.08	0.85	1.16	0.77	1.15	1.08	1.07	1.04			
2015DL-50B	0.43	1.48	0.26	5.05	31.11	6.74	7.81	1.03	0.80	1.18	0.77	1.17	1.10	1.09	1.06			
2015DL-50C	0.41	1.42	0.26	4.46	30.83	6.71	7.47	0.98	0.77	1.17	0.76	1.16	1.12	1.10	1.07			
2015DL-50D	0.43	1.28	0.23	5.02	33.77	6.80	8.18	1.08	0.84	1.07	0.70	1.06	1.09	1.08	1.04			
2015DL-50E	0.41	1.25	0.28	4.87	34.59	6.81	7.60	1.00	0.78	1.13	0.74	1.12	1.13	1.11	1.07			
2015DL-50F	0.42	1.3	0.27	5.42	31.95	6.93	8.95	1.18	0.92	1.12	0.73	1.11	1.12	1.11	1.08			

注: A—地壳元素丰度值(黎彤,1967);B—元素富集系数;(La/Yb)_{CN}、δEu_{CN}、δCe_{CN}及(La/Yb)_{SN}、δEu_{SN}、δCe_{SN}及(La/Yb)_{AN}、δEu_{AN}、δCe_{AN}分别为稀土元素北美页岩标准化(Gromet et al., 1984)、球粒陨石标准化(Sun et al., 1989)及澳大利亚后太古代页岩标准化La/Yb比值、Eu异常值及Ce异常值。

表 3 西藏多龙矿集区硅质岩 Si、O 同位素(‰)数据

Table 3 Si、O isotopic characteristics of siliceous rocks in the Duolong ore concentrating area, Tibet						
样号	2015DL-50A	2015DL-50B	2015DL-50C	2015DL-50D	2015DL-50E	2015DL-50F
δ ³⁰ Si _{NBS-28} ‰	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1
δ ¹⁸ O _{V-SMOW} ‰	20.7	20.3	20.5	20.5	20.6	20.8

等信息(Feng Caixia et al., 2001; Feng Caixia, 2011;Murray et al., 1990, 1994)。

4.1 岩石成因与沉积环境

硅质岩成因十分复杂,目前认为可能存在4种成因类型:生物或生物化学沉积成因;火山沉积成因;热液交代成因;热水沉积成因(Adachi et al.,

1986; Herzig, 1988)。研究区硅质岩, Si/Al 比值为48.98~49.56, 低于纯硅质岩的变化范围(80~1400), 表明含有较多陆源泥质沉积物(Murray, 1994);硅质岩的Al₂O₃、Fe₂O₃、TiO₂等对判断其形成环境也具有重要的指示作用(Murray et al., 1990; Murray, 1994; Girty et al., 1996), Al₂O₃/

($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) 为 0.77~0.81, 明显区别于洋中脊硅质岩的比值 (<0.4) 及大洋盆地硅质岩的比值 (0.4~0.7), 接近于大陆边缘硅质岩的比值; 将所有点投入到 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 沉积判别图解(图 4)中可以发现, 研究区硅质岩的投点均落入大陆边缘沉积环境区域 (0.5~0.9, Murray, 1994)。研究表明, TiO_2 的含量主要与陆源物质的介入有关, 而 MnO 则是来自大洋深部的标志, 离陆较近的大陆坡和边缘海沉积的硅质岩 MnO/TiO_2 值一般小于 0.5, 离陆较远的远洋盆地沉积的硅质岩 MnO/TiO_2 值大于 0.5 (Sugisaki et al., 1982; Adachi et al., 1986), 多龙研究区硅质岩 MnO/TiO_2 比值为 0.36~0.64, 表明本区硅质岩可能形成于大陆边缘, 远洋盆地过渡位置。 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值随着与洋脊扩张中心距离的增大而增高, 并且与热液系统的影响有关, 是判断硅质岩成因的参数; 海相沉积物中 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值小于 0.4, 为热液成因, 大于 0.4 则反映为生物碎屑来源 (Bostrom et al., 1973); 据分析数据计算, 本区硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值为 0.69~0.75, 归属于碎屑来源; 将所有点投入到 Al-Fe-Mn 三角图(图 4)中, 研究区硅质岩的投点均落入生物成因硅质岩区 (Mamoru et al., 1986; Yamamoto, 1987)。

稀土元素是研究硅质岩形成环境的良好示踪剂, 硅质岩中稀土元素的主要来源于吸收海水中稀土元素, 其次是从陆源或海底火山等颗粒中继承稀土元素, 因此硅质岩中稀土元素总量取决于沉积时各种来源的影响程度 (Ding Lin et al., 1995)。研究表明洋中脊附近的硅质岩以严重的 Ce 亏损为特征, δCe 值为 0.3 ± 0.13 , La/Ce 值为 3.5; 大洋盆地相应值为 0.6 ± 0.13 , La/Ce 值为 2~3; 大陆边缘相

应值为 1.09 ± 0.25 , La/Ce 值 ≈ 1.0 (Murray et al., 1990; Murray, 1994); 研究区硅质岩 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 、 $\delta\text{Ce}_{\text{CN}}$ 值接近大陆边缘 δCe 值, La/Ce 值为 0.41~0.45, 显示大陆边缘环境特征(表 2)。Murray(1994)指出形成于洋中脊硅质岩的 $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值 >3.5 和 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 平均值为 0.30; 大陆边缘的硅质岩的 $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值约等于 0.5~0.15 和铈负异常不明显, 甚至为正异常, 其 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 平均值变化为 0.79~1.54, 洋中脊与大陆边缘之间的远洋硅质岩的 $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值为 2~3。本研究区硅质岩的 $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值为 0.86~0.95, 平均 0.90, 接近大陆边缘硅质岩范畴; 研究表明沉积物中 $\text{Ce}_{\text{SN}}/\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值与沉积介质有关, 大陆边缘硅质岩的 $\text{Ce}_{\text{SN}}/\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值为 0.93~1.09, 大洋盆地硅质岩的 $\text{Ce}_{\text{SN}}/\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值为 0.58, 洋中脊硅质岩的 $\text{Ce}_{\text{SN}}/\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值为 0.29; 总体上, 大陆边缘向远洋环境, 海水中的 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 异常从不明显到显著负异常 (Gromet et al., 1984; Murray et al., 1990; Murray, 1994; Girty et al., 1996)。而多龙硅质岩 $\text{Ce}_{\text{SN}}/\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 值为 0.77~0.88, 接近大陆边缘硅质岩 $\text{Ce}_{\text{SN}}/\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 比值, $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 呈微弱富集, 反应本区硅质岩形成于大陆边缘盆地的构造环境 (Ding Lin et al., 1995)。

此外, 特征元素比值能很好地反映黑色岩系的成因。例如, 由于热水沉积有较高的沉积速率, 常常相对富含 U, 因此热水沉积岩中 U/Th 比值 >1 , 而水成沉积岩 U/Th 比值 <1 (Rona, 1978)。研究区硅质岩的 U 和 Th 值及 U/Th 比值见表 1, 可看出 U/Th 比值为 0.23~0.28, 属于水成沉积岩的范围。微量元素 Cu、Co 和 Ni 往往能够反映出热水沉积的规律, 现代热水沉积物相对富含 Cu 和 Ni, 且 Ni/Co 比值小于 3.613 (Crerar et al., 1982), 研究区硅质岩与地壳元素丰度值相比, Cu 和 Ni 的富集系数分别为 4.46 和 5.42 (表 2), 表明研究区硅质

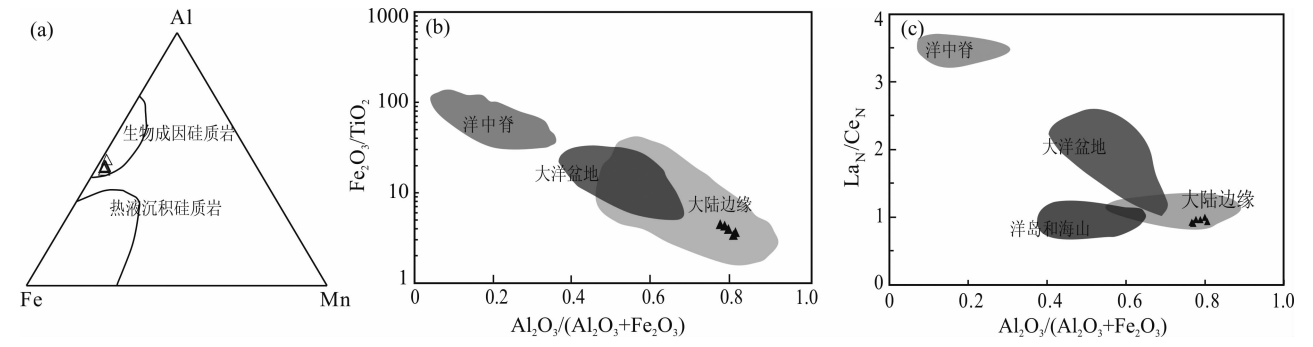


图 4 西藏改则硅质岩环境判别图解(据 Murray et al., 1990; Girty et al., 1996)

Fig. 4 The environment discrimination diagrams of siliceous rocks in the Duolong ore concentrating area, Tibet (Murray et al., 1990; Girty et al., 1996)

岩明显区别于热水沉积物。此外,大陆边缘硅质岩的 V/Y 比值平均值 1.96,洋中脊硅质岩和大洋盆地硅质岩则分别为 4.33 和 5.8(Murray, 1994),研究区硅质岩 V/Y 比值为 1.25~1.48,与大陆边缘硅质岩接近。

4.2 物质来源与形成时代

多龙硅质岩 SiO_2 含量为 92.83%~93.97%,说明石英为其主要矿物组成,可利用岩石的 ^{30}Si 、 ^{18}O 值来分析岩石的硅质来源(Feng Caixia, 2011)。硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值可以反映硅质岩的沉积环境,不同深度的海水会出现不同的溶解硅浓度和硅同位素组成,在靠近陆地的浅海地区溶解硅应有较高的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值;在深海中,由于离河水补给较远,海底热液活动带来的硅、生物遗体析出的硅以及海底岩石蚀变析出的硅对其贡献较大,溶解硅应有低的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值(Zhuang Longchi et al., 1997)。研究表明,深海环境沉积的硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 -0.6‰ ~ 0.8‰ ,平均值为 0.16‰ ,半深海环境沉积的硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 0.1‰ ~ 0.6‰ ,平均值为 0.4‰ ,浅海环境沉积的硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 -0.35‰ ~ 3.4‰ ,平均值为 1.3‰ (Ding Tiping et al., 1988; Song Tianrui et al., 1989; Ding Lin et al., 1995)。成因不同的硅质岩或石英有不同的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值(Douthitt, 1982),生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化范围为 -1.1‰ ~ 1.7‰ ,低温地下水中自生石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 1.1‰ ~ 1.4‰ ,热水沉积硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -1.5‰ ~ 0.8‰ ,成岩过程中的次生石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -0.2‰ ~ 0.3‰ ,火山喷发—化学沉积硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -0.5‰ ~ -0.4‰ ,现代温泉硅华沉淀物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -3.4‰ ~ 0.2‰ (负值为主),深海放射硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -0.6‰ ~ -0.1‰ ,现代海底“黑烟囱”硅质沉淀物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -3.1‰ ~ -0.4‰ (Jiang et al., 1994; Ding Lin et al., 1995; Ding Tiping et al., 1988; Feng Caixia, 2011)。生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化非常复杂,范围宽,为 -1.4‰ ~ 1.7‰ ,其中放射虫岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 值在 -0.6‰ ~ 0.8‰ ,硅藻岩波动范围在 -1.1‰ ~ 1.7‰ ;采自东非马加迪湖的硅质岩位于生物成因硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 范围的中间偏右,其 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 0.0 ;火山喷发—化学沉积硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 -0.4‰ ~ -0.5‰ ;硅化叠层石,硅化白云岩和灰岩中的隧石结核等交代成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 2.4‰ ~ 3.4‰ (Douthitt, 1982; Clayton, 1986; Ding Tiping et al., 1988; Song Tianrui et al., 1989)。多龙硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 1.0‰ ~ 1.1‰ (表 4, 图

5),分布在生物成因硅质岩的硅同位素组成范围内,与交代成因硅质岩、火山喷发—化学沉积硅质岩明显不同,与马加迪湖硅藻岩接近,更接近的还是生物成因硅质岩,与浅海环境沉积(-0.35‰ ~ 3.4‰)与生物成因硅质岩(-1.1‰ ~ 1.7‰)的分布范围相近,并具有低温地下水中自生石英的亲缘性。

从前寒武纪硅质岩的氧同位素组成来看,原生硅质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 17.0‰ ~ 22.1‰ ,交代成因硅质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 12.0‰ ~ 20.3‰ ,平均 16.17‰ 。其中交代成因硅质岩的原岩不同,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值不一样,硅化蒸发岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 16.7‰ ~ 17.7‰ ,硅化碳酸盐为 13.9‰ ~ 20.3‰ ,硅化火山碎屑 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 12.0‰ ~ 17.4‰ ,变质隧石岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.6‰ ~ 21.0‰ (Douthitt, 1982; Clayton, 1986; Ding Tiping et al., 1988; Song Tianrui et al., 1989)。不同成因的硅质岩(石英)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的特征不同:火成岩石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 8.3‰ ~ 11.2‰ ,平均为 9.0‰ ;变质石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.2‰ ~ 16.4‰ ,平均为 13‰ ~ 14‰ ;热泉华石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 12.2‰ ~ 23.6‰ ;而成岩石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 13‰ ~ 36‰ ,平均 22‰ ;现代海滩石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 10.3‰ ~ 12.5‰ ,平均 12‰ ;成岩作用过程中,由于石英的重结晶作用变成嵌晶状石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 19.3‰ ~ 21.8‰ ,平均 20.45‰ (Ding Tiping et al., 1988; Song Tianrui et al., 1989; Peng Jun et al., 1995)。多龙硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 20.3‰ ~ 20.8‰ ,本区样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与交代成因硅质岩明显不同,接近可能的原生硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值;并且与火成石英、变质石英、现代海滩石英砂有明显的差别,而分布在热泉华石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围内,同时与成岩石英和嵌晶状石英接近。表明多龙硅质岩与班—怒带发现大量放射虫动物群(Sun Dongli et al., 1991; Feng Ye et al., 2006.; Cao Shenghua et al., 2008)及岩石宏观地质特征(硅质岩底部与枕状熔岩等整合接触,图 2)相一致。

根据硅质岩的地球化学特征及 Si、O 同位素判定多龙硅质岩沉积环境为大陆边缘,前人于班公湖—怒江蛇绿岩带的西段发现了中—晚侏罗世(Li Qiusheng et al., 1996)、早白垩世(You Zaiping, 1998)、晚白垩世至古近纪初(Deng Wanming et al., 1987)等不同形成时代的蛇绿岩,而放射虫硅质岩的时代以中晚侏罗世—早白垩世早期为主,部分延至晚白垩世早期(Feng Ye et al., 2006; Feng Caixia, 2011)。本次研究未涉及古生物化石的时代

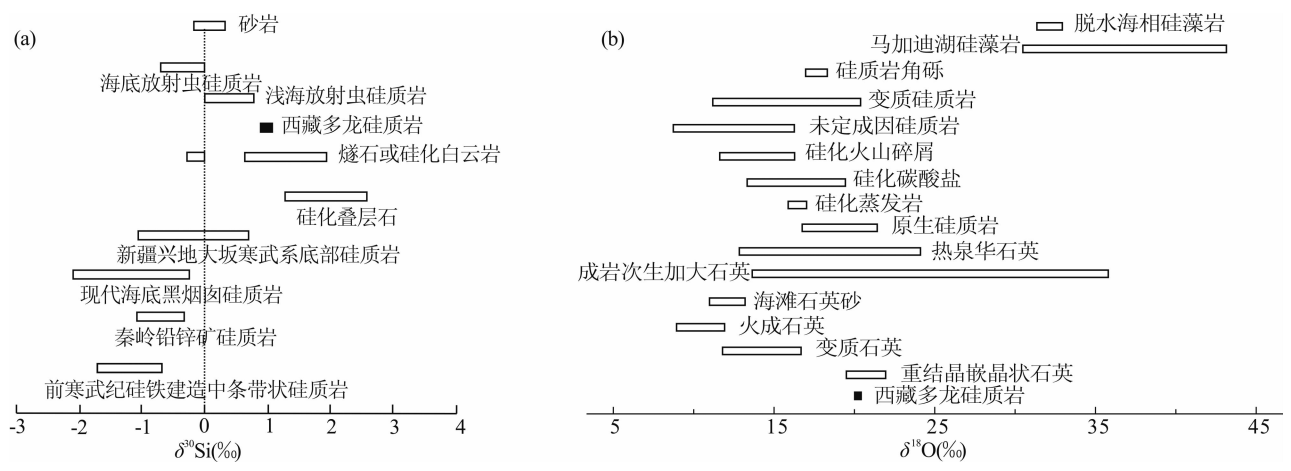


图 5 不同成因硅质岩硅、氧同位素分布图

(据 Knauth et al. , 1978; Clayton, 1986; Francois, 1988; Jiang et al. , 1994; Peng Jun et al. , 1995)

Fig. 5 The Si and O isotope composition of different genesis siliceous rocks

(Knauth et al. , 1978; Clayton, 1986; Francois, 1988; Jiang et al. , 1994; Peng Jun et al. , 1995)

鉴定工作,硅质岩及底部枕状熔岩赋存于下侏罗统曲色组地层(图 1, 图 2),多龙矿集区广泛分布的中酸性侵入岩年龄为 112.6~128.7 Ma(Qu Xiaoming et al. , 2006; Li J X et al. , 2011, 2013, 2016; Li X K et al. , 2017; Zhu D C et al. , 2015, Wei S G et al. , 2017a),美日切磋组火山岩为 105.7~118.5 Ma(Li J X et al. , 2011, 2016; Wang Qin et al. , 2015; Sun Jia, 2015; Wei S G et al. , 2017b),表明多龙硅质岩形成年龄为中晚侏罗世—早白垩世早期,该区硅质岩地球化学特征指示生物成因及大陆边缘沉积环境,表明其可能形成于相对稳定的洋盆闭合大陆边缘环境。南羌塘地体南缘于中晚侏罗世—早白垩世早期处于陆缘弧环境,班公湖—怒江洋仍在北向俯冲消减,洋盆尚未完全闭合。

5 结论

(1) 多龙硅质岩 SiO_2 含量为 92.83%~93.97%, Si/Al 值为 48.98~49.56, MnO/TiO_2 值为 0.36~0.64, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 值为 0.77~0.81, V/Y 值为 1.25~1.48; ΣREE 值为 $30.83 \times 10^{-6} \sim 34.59 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 值为 6.71~6.93,球粒陨石标准化曲线为 Eu 负异常而 Ce 弱正异常的右倾型曲线,北美页岩标准化曲线为 Eu 和 Ce 均显示出弱正异常的平坦型曲线。

(2) 多龙硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS}-28}\text{‰}$ 值为 1.0‰~1.1‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$ 为 20.3‰~20.8‰,表明多龙硅质岩为浅海环境中沉积形成的原生的生物成因硅质岩。

(3) 综合分析认为,多龙硅质岩形成于中晚侏罗世—早白垩世早期,为形成于对稳定的洋盆闭合的大陆边缘沉环境的生物成因硅质岩,暗示南羌塘地体南缘于中晚侏罗世—早白垩世早期处于陆缘弧环境,班公湖—怒江洋仍在北向俯冲消减,洋盆尚未完全闭合。

致谢: 感谢西藏地调院李玉彬工程师、西藏地勘局第五地质大队李彦波工程师在野外工作过程中给予的帮助,感谢国土资源部国家地质实验测试中心、中国地质科学院矿产资源研究所同位素室的老师在样品分析测试过程中提供的大量帮助,特别感谢匿名老师对稿件提出的评审意见。

References

Adachi M, Yamamoto K, Suigiski R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance an indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47: 125~148.

Baxter A T, Aitchison J C, Zyabrev S V. 2009. Radiolarian age constraints on Mesothethyan ocean evolution, and their implications for development of the Bangong-Nujiang suture, Tibet. *Journal of the Geological Society*, 166(7): 689~694.

Barrett T J. 1982. Stratinraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy. *Sedimentology*, 29: 289~317

Bostrom K, Kraaemer T, Gartner S. 1973. Provoenance and accumulation rates of opaline silica, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments. *Chemical Geology*. 11: 132~148.

Cao Shenghua, Xiao Xiaolin, Ouyang Kegui. 2008. Renew-establishment of the Jurassic Muganggru groups and its geological significance on the western side of the Bangonghu-Nujiang suture zone. *Acta Sedimentologica Sinica*, 26(4): 559~564 (in Chinese with English abstract).

Chen Huaan, Zhu Xiangping, Ma Dongfang, Huang Hanxiao, Li Guangming, Li Yubin, Li Yuchang, Wei LuJie, Liu Chaoqiang. 2013. Geochronology and Geochemisitry of the

- belong Porphyry Cu-Au deposit, Tibet and its mineralizing significance. *Acta Geologica Sinica*, 87(10): 1~19 (in Chinese with English abstract).
- Clayton R N, Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 27(1): 43~52.
- Clayton R N. 1986. High temperature isotope effects in the early solar system. *Reviews in Mineralogy*, 16(6): 129~140.
- Crerar D A, Namson J, So Chyi M, William S L and Feigenson M D. 1982. Manganiferous chert of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Econ. Geol.*, 77(3): 519~540.
- Deng Wanming and Wang Fanguo. 1987. Bangonghu-Nujiang ophiolite in North Tibet. Wang Xibing. Xizang (Tibet) ophiolite. Beijing: Geol. Pub. House. 138~214 (in Chinese).
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C, Sun Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan plateau. *Philos. Trans. R. Soc., London A*, 327: 379~413.
- Ding Tiping, Wan Defang, Li Jincheng, Jiang Shaoyong, Song Hebing, Li Yanhe, Liu Zhijian. 1988. The analytic method of silicon isotopes and its geological application. *Mineral Deposits*, 7(4): 90~95 (in Chinese with English abstract).
- Ding Lin, Zhong Dalai. 1995. Characteristics of rare earth elements and Ce anomaly of chert from palaeo-Tethys in Changning Menglian belt, western Yunnan. *Science in China (Ser. B)*, 25(1): 93~100 (in Chinese with English abstract).
- Douthitt C B. 1982. The geochemistry of the stable isotopes of silicon. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 46(8): 1449~1458.
- Fang Xiang, Tang Juxing, Song Yang, Yang Chao, Ding Shuai, Wang Yiyun, Wang Qin, Sun Xingguo, Li Yubin, Wei Lujie, Zhang Zhi, Yang Huanhuan Gao Ke, Tang Pan. 2015. Formation Epoch of the South Tiegong Supralarge Epithermal Cu (Au-Ag) Deposit in Tibet and Its Geological Implications. *Acta Geoscientia Sinica*. 36(2): 168~176 (in Chinese with English abstract).
- Feng Caixia. 2011. Geochemical characteristics and sedimentary environment of siliceous rocks of Gerze area in western Bangong Co-Nujiang suture zone, Tibet. *Mineral deposits*, 30(5): 773~786 (in Chinese with English abstract).
- Feng Caixia, Liu Jiajun. 2001. The Investive Actuslity and Mineralization Significance of Cherts. *World geology*, 20(2): 119~123 (in Chinese with English abstract).
- Feng Ye, Liao Liugen, Xu Ping. 2006. The geological characteristics and the forming time of ophiolites in the region of the Bangong Lake, Tibet. *Resource Survey & Environment*, 26(3): 185~192 (in Chinese with English abstract).
- Robert F. 1988. Carbon and oxygen isotope variations in precambrian cherts. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 52(6): 1473~1478.
- Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Johnson D, Al-Riyami R K. 1996. Provenance and depositional setting of paleozoic chert and argillite, sierra nevada, california. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 107~118.
- Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A. 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469~2482.
- Herzig P M. 1988. Hydrothermal silica chimney fielding the Galapagos Spreading Center at 860W. *Earth and Planet ary Science Letter*, 89(1): 28~1320.
- Huang Guicheng, Xu Deming, Lei Yijun, Li Lijuan. 2010. Characteristics and geological implications of chert associated with ophiolite in southwestern Tibet. *Geology in China*, 37(1): 101~109 (in Chinese with English abstract).
- Jiang S Y, Palmer M R, Ding T P, Wan D. 1994. Silicon isotope geochemistry of the Sullivan Pb-Zn deposit, Canada: a preliminary study. *econ geol. Economic Geology*, 89(7): 1623~1629.
- Kapp P, Yin A, Manning C E, Harrison T M, Taylor M H. 2003. Tectonic evolution of the early Mesozoic blue schist-bearing Qiangtang metamorphic belt, central Tibet. *Tectonics* 22, 1043. doi: 10.1029/2002TC001383.
- Kapp P, Yin A, Harrison T M, Ding L. 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geological Society of America Bulletin* 117: 865~878.
- Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, Heizler M, Ding L. 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geological Society of America Bulletin* 119: 917~932.
- Knauth L P, Lowe D R. 1978. Oxygen isotope geochemistry of cherts from the onverwacht group (3.4 billion years): transvaal, south africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts. *Earth & Planetary Science Letters*, 41(2): 209~222.
- Li Jinxiang, Li Guangming, Qin Kezhong, and Xiao Bo. 2008. Geochemistry Of porphyries and volcanic rocks and ore-forming geochronology of Duobuza gold-rich porphyry copper deposit in Bangonghu Belt, Tibet: Constraints on metallogenic tectonic settings. *Acta Petrologica*, 24(3): 531~543 (in Chinese with English abstract).
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B., Zhao J X, Cao M J, Chen L. 2013. Petrogenesis of ore-bearing porphyries from the Duolong porphyry Cu-Au deposit, central Tibet: evidence from U-Pb geochronology, petrochemistry and Sr-Nd-Hf-O isotope characteristics. *Lithos* 160~161: 216~227.
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Richards J P, Zhao J X, Cao M J. 2014. Geochronology, geochemistry, and zircon Hf isotopic compositions of Mesozoic intermediate-felsic intrusions in central Tibet: Petrogenetic and tectonic implications. *Lithos*. 198~199: 77~91.
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B, Zhao J X, Chen L. 2016. Petrogenesis of Cretaceous igneous rocks from the Duolong porphyry Cu-Au deposit, central Tibet: Evidence from zircon U-Pb geochronology, petrochemistry and SrNd-Pb-Hf isotope characteristics. *Geological Journal*, 51(2): 285~307.
- Li Qiusheng and Wang Jianping. 1996. The geological characteristic of ophiolite melange of Dingqing-Nujiang in the eastern of Tibet. Zhang Q, ed. *The ophiolite and geodynamics research*. Beijing: Geol. Pub. House. 195~198 (in Chinese).
- Li X K, Li C, Sun Z M, Wang M. 2017. Origin and tectonic setting of the giant Duolong Cu-Au deposit, South Qiangtang Terrane, Tibet: Evidence from geochronology and geochemistry of Early Cretaceous intrusive rocks. *Ore Geology Reviews*, 80: 61~78.
- Mamoru Adachi, Koshi Yamamoto, Ryuichi Sugisaki. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47(1~2): 125~148.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*, 21(8): 169~200.
- Murray R W, Buchholtz T B M R, Jones D L, Gerlach D C, Russ G P I. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18(3): 268.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90(3~4): 213~232.
- Peng Jun, Xia Wenjie, Yi Hai. 1995. Silicon and oxygen isotopic compositions and origin of Late Precambrian bedded cherts in western Hunan. *Geological Review*, 41(1): 34~41 (in Chinese with English abstract).
- Qu Xiaoming, Xin Hongbo. 2006. Ages an tectonic environment of the Bangong Co porphyry copper belt in western Tibet, China. *Geological Bulletin of China*, 25(7): 792~799 (in Chinese with

- English abstract).
- Rona P A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust. *Econ. Geol.*, 73(2): 135~160.
- She Hongquan, Li Jinwen, Ma Dongfang, Li Guangming, Zhang Dequan, Feng Chengyou, Qu Wenjun and Pan Guitang. 2009. Molybdenite Re-Os and SHRIMP zircon U-Pb dating of Duobuza porphyry copper deposit in Tibet and its geological implications. *Mineral deposits*, 28(6): 737~746 (in Chinese with English abstract).
- Shi R D. 2007. SHRIMP dating of the Bangong Lake SSZ-type ophiolite: Constraints on the closure time of ocean in the Bangong Lake-Nujiang River, northwestern Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 52(7): 936~941.
- Song Tianrui, Ding Tiping. 1989. The new attempt of application the silicon isotope ($\delta^{30}\text{Si}$) of cherts to the facies analysis. *Chinese Science Bulletin*, 34(18): 1408~1411 (in Chinese with English abstract).
- Sugisaki R, Yamamoto K, Adachi M. 1982. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 298 (5875): 644~647.
- Sun Dongli, Xu Juntao, Wang Yujing, Yang Qun. 1991. Stratigraphy and Paleontology of Triassic, Jurassic and Cretaceous in the Ritu Area, (Xizang). Nan jing; Nanjing University Press. 1~210 (in Chinese).
- Sun Jia. 2015. Magmatism and Metallogenesis at Duolong Ore District, Tibet. A Dissertation Submitted to China University of Geosciences for Doctoral Degree, Beijing, 1~199 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S, McDonough W E. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*, 42 (1): 313~345.
- Tang Juxing, Sun Xingguo, Ding Shuai, Wang Qin, Wang Yiyun, Yang Chao, Chen Hongqi, Li Yanbo, Li Yubin, Wei Lujie, Zhang Zhi, Song Junlong Yang Huanhuan, Duan Jilin, Gao Ke, Fang Xiang, Tan Jiangyun. 2014. Discovery of the Epithermal Deposit of Cu (Au-Ag) in the Duolong Ore Concentrating Area, Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 35(1): 6~10 (in Chinese with English abstract).
- Tang Juxing, Song Yang, Wang Qin, Lin bin, Yang Chao, Guo Na, Yang Huanhuan, Wang Yiyun, Gao Ke, Ding Shuai, Zhang Zhi, Duan Jilin, Chen Hongqi, Feng Jun, Liu Zhibo, Su Dengkui, Wei Shaogang, He Wen, Song Junlong, Li Yanbo, Wei Lu Jie. 2016. Geological Characteristics and Exploration Model of the Tiegelongnan Cu (Au-Ag) Deposit: The First Ten Million Tons Metal Resources of a Porphyry-epithermal Deposit in Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 37 (6): 663~690 (in Chinese with English abstract).
- Tada R. 1991. Origin of rhythmical bedding in Middle Miocene siliceous rocks of the Onnagawa Formation, northern Japan. *J Sediment Petrol*, 61: 1123~1145.
- Wang Qin, Tang Juxing, Fang Xiang, Lin Bin, Song Yang, Wang Yiyun, Yang Huanhuan, Yang Chao, Li Yanbo, Wei Lujie, Feng Jun, Li Li. 2015. Petrogenetic setting of andsites in Rongna ore block, Tiegelong Cu (Au-Ag) deposit, Duolong ore concentration area, Tibet: Evidence from zircon U-Pb LA-ICP-MS dating and petrogeochemistry of andsites. *Geology in China*, 42(5): 1324~1336 (in Chinese with English abstract).
- Wei Shaogang, Song Yang, Tang Juxing, Feng Jun, Li Yanbo, Gao Ke, Hou Lin. 2016. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of quartz diorite porphyrite from the Sena copper (gold) deposit, Tibet. *Geology in China*, 43(6): 1894~1912 (in Chinese with English abstract).
- Wei Shaogang, Tang Juxing, Song Yang, Liu Zhibo, Wang Qin, Lin bin, Wang Yiyun, Feng Jun, Yang Huanhuan, Feng Jun. 2017a. Zircons LA-MC-ICP-MS U-Pb Ages, Petrochemical, Petrological and its significance of the potassic monzonitic granite porphyry from the Duolong ore-concentrated district, Gaize county, Xizang (Tibet). *Geological Review*, 63(1): 189~206 (in Chinese with English abstract).
- Wei Shaogang, Tang Juxing, Song Yang, Liu Zhibo, Wang Qin, Lin Bin, He Wen, Feng Jun. 2017b. Petrogenesis, Zircon U-Pb Geochronology and Sr-Nd-Hf Isotopes of the Mid-acidic Volcanic Rocks from the Duolong deposit in the Bangonghu-Nujiang suture zone, Tibet, and Its tectonic Significance. *Acta Geologica Sinica*, 91(1): 132~150 (in Chinese with English abstract).
- Wei S G, Tang J X, Song Y, Liu Z B, Feng J, Li Y B. 2017a. Early Cretaceous bimodal volcanism in the Duolong Cu mining district, western Tibet: Record of slab breakoff that triggered ca. 108~113 Ma magmatism in the western Qiangtang terrane. *Journal of Asian Earth Sciences*, 138: 588~607.
- Wei S G, Song Y, Tang J X, Liu Z B, Wang Q, Lin B, Feng J, Hou L, Danzhen W X. 2017b. Geochronology, geochemistry, Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and petrogenetic and tectonic implications of Early Cretaceous intrusions associated with the Duolong porphyry-epithermal Cu-Au deposit, central Tibet. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2017.1369178.
- Xin Hongbo, Qu Xiaoming, Wang Ruijiang, Liu Hongfei, Zhao Yuanyi and Huang Wei. 2009. Geochemistry and Pb, Sr, Nd isotopic features of ore-bearing porphyries in Bangong Lake porphyry copper belt, western Tibet. *Mineral deposits*, 28 (6): 785~792 (in Chinese with English abstract).
- Xu Rongke, Zheng Youye, Feng Qinglai, Wei Junhao, Zhang Xiang, Liang Shan, Zhang Gangyang, Ma Guotao, Pang Yingchun. 2009. Radiolarian Chert and Island-Arc Volcanic Rocks in Xiapugou Tibet: Records of Neo-Tethys Intra-Oceanic Subduction System? *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 34 (6): 884~894 (in Chinese with English abstract).
- Xu Wei, Hu Peiyuan, Wang Ming, Chen Jingwen, Zhang Tianyu, Li Xin. 2016. Yanqiang Ling ophiolitic remnants has been discovered in Duolong ore concentration area, Gêrzê County, Tibet. *Geological Bulletin of China*, 35(5): 642~647.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology*, 52(1~2): 65~108.
- Yin A, Harrison TM. 2000. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28: 211~280.
- Yin J X, Xu J T, Liu C J, Li H. 1988. The tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 327(1594): 5~52.
- You Zaiping. 1998. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of ophiolite melange in Dingqing, Tibet. *Xizang Geology*, (2): 24~30 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Limin, Li Yongjun, to Kun Peng, Sun Yong, Wang Junnian. 2016. Geochemical characteristics and depositional environment of the Silicalite from the Darbut Phiolitic Mélange zone in North Xinjiang. *Northwestern Geology*, 49(2): 70~83 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Dicheng, Pan Guitang, Mo Xuanxue, Wang Liquan, Zhao Zhidan, Liao Zhong li, Geng Quanru, Dong Guochen. 2006. Identification of the Mesozoic OIB-type basalts in central Qinghai-Tibetan Plateau: geochronology, geochemistry and their tectonic setting. *Acta Geol. Sinica* 80(9): 1312~1328 (in Chinese with English abstract).
- Zhuang Longchi, Zheng Lan, Chen Wenfang. 1997. Genesis of the silicalites in Huangchang Realgar ore district, Shimen, Hunan province. *Geology and Mineral Resources of South China*. 2: 51~53 (in Chinese with English abstract).

参 考 文 献

曹圣华, 肖晓林, 欧阳克贵. 2008. 班公湖—怒江结合带西段侏罗

- 纪木嘎岗日群的重新厘定及意义. 沉积学报, 26(4): 559~564.
- 陈华安, 祝向平, 马东方, 黄瀚霄, 李光明, 李玉彬, 李玉昌, 卫鲁杰, 刘朝强. 2013. 西藏波龙斑岩铜金矿床成矿斑岩年代学岩石化学特征及其成矿意义. 地质学报, 87(10): 1~19.
- 邓万明, 王方国. 1987. 藏北班公湖—怒江蛇绿岩: 王希斌. 西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社. 138~214.
- 丁悌平, 万德芳, 李金城, 蒋少涌, 孙鹤彬, 李延河, 刘志坚. 1988. 硅同位素测量方法及其地质应用. 矿床地质, 7(4): 90~95.
- 丁林, 钟大赉. 1995. 滇西昌宁—孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铈异常特征. 中国科学: 化学生命科学地学, 25(1): 93~100.
- 方向, 唐菊兴, 宋杨, 杨超, 丁帅, 王艺云, 王勤, 孙兴国, 李玉彬, 卫鲁杰, 张志, 杨欢欢, 高轲, 唐攀. 2015. 西藏铁格隆南超大型浅成低温热液铜(金、银)矿床的形成时代及其地质意义. 地球学报, 36(2): 168~176.
- 冯彩霞. 2011. 班公湖—怒江缝合带西段改则硅质岩地球化学征及沉积环境. 矿床地质, 30(5): 773~786.
- 冯彩霞, 刘家军. 2001. 硅质岩的研究现状及成矿意义. 世界地质, 20(2): 119~123.
- 冯哗, 廖六根, 徐平. 2006. 西藏班公湖蛇绿岩地质特征及形成时代. 资源调查与环境, 26(3): 185~192.
- 黄圭成, 徐德明, 雷义均, 李丽娟. 2010. 西藏西南部与蛇绿岩伴生的硅质岩特征及地质意义. 中国地质, 37(1): 101~109.
- 李金祥, 李光明, 秦克章, 肖波. 2008. 班公湖带多不杂富金斑岩铜矿床斑岩火山岩的地球化学特征与时代: 对成矿构造背景的制约. 岩石学报, 24(3): 531~543.
- 李秋生, 王建平. 1996. 西藏东部丁青—怒江蛇绿混杂岩带的地质特征. 见: 张旗, 主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京: 地质出版社. 195~198.
- 彭军, 夏文杰, 伊海生. 1995. 湘西晚前寒武纪层状硅质岩硅氧同位素组成及成因分析. 地质论评, 41(1): 34~41.
- 曲晓明, 辛洪波. 2006. 藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境. 地质通报, 25(7): 792~799.
- 余宏全, 李进文, 马东方, 李光明, 张德全, 丰成友, 屈文俊, 潘桂棠. 2009. 西藏多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 和锆石 U-Pb SHRIMP 测年及地质意义. 矿床地质, 28(6): 737~746.
- 宋天锐, 丁悌平. 1989. 硅质岩中的硅同位素($\delta^{30}\text{Si}$)应用于沉积相分析的新尝试. 科学通报, 34(18): 1408~1411.
- 孙东立, 徐均涛, 王玉净, 杨群. 1991. 西藏日土地区三叠纪、侏罗纪、白垩纪地层及古生物. 南京: 南京大学出版社. 1~210.
- 孙嘉. 2015. 西藏多龙矿集区岩浆成因与成矿作用研究: [博士学位论文]. 北京: 中国地质大学(北京). 1~199.
- 唐菊兴, 孙兴国, 丁帅, 王勤, 王艺云, 杨超, 陈红旗, 李彦波, 李玉彬, 卫鲁杰, 张志, 宋俊龙, 杨欢欢, 段吉琳, 高轲, 方向, 谭江云. 2014. 西藏多龙矿集区发现浅成低温热液型铜(金银)矿床. 地球学报, 35(1): 6~10.
- 唐菊兴, 宋扬, 王勤, 林彬, 杨超, 郭娜, 方向, 杨欢欢, 王艺云, 高轲, 丁帅, 张志, 段吉琳, 陈红旗, 栗登遼, 冯军, 刘治博, 韦少港, 贺文, 宋俊龙, 李彦波, 卫鲁杰. 2016. 西藏铁格隆南铜(金银)矿床地质特征及勘查模型——西藏首例千万吨级斑岩—浅成低温热液型矿床. 地球学报, 37(6): 663~690.
- 汪东波, 江少卿, 董方浏. 2016. 藏北多龙矿区荣那斑岩铜矿找矿突破的实践. 中国地质, 43(5): 1599~1612.
- 王勤, 唐菊兴, 方向, 林彬, 宋扬, 王艺云, 杨欢欢, 杨超, 李彦波, 卫鲁杰, 冯军, 李力. 2015. 西藏多龙矿集区铁格隆南铜(金银)矿床荣那矿段安山岩成岩背景: 来自锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学的证据. 中国地质, 42(5): 1324~1336.
- 韦少港, 宋扬, 唐菊兴, 高轲, 冯军, 李彦波, 侯淋. 2016. 西藏色那铜(金)矿床石英闪长玢岩年代学、地球化学与岩石成因. 中国地质, 43(6): 1894~1912.
- 韦少港, 唐菊兴, 宋扬, 刘治博, 王勤, 林彬, 王艺云, 方向, 杨欢欢, 冯军. 2017a. 西藏多龙矿集区地堡那木岗矿床钾玄质二长花岗岩斑岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学及其地质意义. 地质论评, 63(1): 189~206.
- 韦少港, 唐菊兴, 宋扬, 刘治博, 王勤, 林彬, 贺文, 冯军. 2017b. 西藏班公湖—怒江缝合带美日切错组中酸性火山岩锆石 U-Pb 年龄、Sr-Nd-Hf 同位素、岩石成因及其构造意义. 地质学报, 91(1): 132~150.
- 辛洪波, 曲晓明, 王瑞江, 刘鸿飞, 赵元艺, 黄玮. 2009. 藏西班公湖斑岩铜矿带成矿斑岩地球化学及 Pb、Sr、Nd 同位素特征. 矿床地质, 28(6): 785~792.
- 许荣科, 郑有业, 冯庆来, 陕亮, 魏俊浩, 张翔, 张刚阳, 马国桃, 庞迎春. 2009. 西藏札达县夏浦沟的放射虫硅质岩和岛弧火山岩: 新特提斯洋内俯冲体系的记录? 地球科学, 34(6): 884~894.
- 许伟, 胡培远, 王明, 陈景文, 张天羽, 李馨. 2016. 西藏改则县多龙矿集区发现岩墙岭蛇绿岩残片. 地质通报, 35(5): 642~647.
- 游再平. 1998. 西藏丁青蛇绿混杂岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学. 西藏地质, 2: 24~30.
- 张丽敏, 李永军, 向坤鹏, 孙勇, 王军年. 2016. 新疆达尔布特蛇绿混杂岩带硅质岩地球化学及沉积环境. 西北地质, 49(2): 70~83.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宜学, 王立全, 赵志丹, 廖忠礼, 耿全如, 董国臣. 2006. 青藏高原中部中生代 OIB 型玄武岩的识别年代学地球化学及其构造环境. 地质学报, 80(9): 1312~1328.
- 庄龙池, 郑兰, 陈文芳. 1997. 湖南石门磺厂雄黄矿区硅质岩的硅、氧同位素研究和成因. 华南地质与矿产, 2: 51~53.

**Geochemistry, Si-O isotopic compositions and its tectonic significance
of the siliceous rocks in the Duolong deposit, Tibet**

WEI Shaogang^{*1)}, SONG Yang²⁾, TANG Juxing²⁾, HOU Lin³⁾, HE Wen³⁾, WANG Qin⁴⁾,
LIN Bin²⁾, MIAO Yu⁵⁾, DANZHEN Wangxiu³⁾, LI Faqiao³⁾

1) *The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Tianjin, 300180;*

2) *Institute of Mineral Resources Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 10037*

3) *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 10083;*

4) *College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;*

5) *Tenth detachment of armed police gold forces, Kunming, 650001*

** Corresponding author: songyang100@126.com*

Abstract

The Duolong deposit is located on the western edge of the Qiangtang terrane to the northwest of the The Bangong-Nujiang suture zone in Tibet. Based on detailed geochemical research, this paper discusses the genesis and tectonic setting of siliceous rocks in the Duolong deposit. These siliceous rocks share SiO₂ content of 92.83%~93.97%, Si/Al ratios of 48.98~49.56, MnO/TiO₂ ratios of 0.36~0.64, Al₂O₃/(Al₂O₃+Fe₂O₃) ratios range from 0.77 to 0.81, suggesting that these rocks form at the continent margin and contain a relatively high proportion of terrigenous muddy sediments. They share total REE content ranging from 30.83×10⁻⁶ to 34.59×10⁻⁶ and LREE/HREE ratios ranging from 6.71 to 6.93. Both the chondrite-normalized and the North American shale-normalized REE patterns show that siliceous rocks are enriched with LREE, and have slightly positive Ce anomaly and negative Eu anomaly. Besides, their trace elements are badly depleted, except the chalcophile elements (Such as Cu and Pb). These siliceous rocks share V content of 7.83×10⁻⁶~8.84×10⁻⁶ and V/Y ratios of 1.25~1.48. Moreover, these rocks have δ³⁰Si_{NBS-28}‰ values (1.0‰~1.1‰) and δ¹⁸O_{V-SMOW}‰ values of 20.3‰~20.8‰, respectively. Comprehensive analysis shows that the Duolong siliceous rocks formed between the late Jurassic and the Early Cretaceous in a continental margin environment and belong to biogenic siliceous rocks. The southern Qiangtang terrane was in a continental margin arc environment between the late Jurassic and Early Cretaceous. The Bangongco-Nujiang oceanic lithosphere was still undergoing northward subduction beneath the southern Qiangtang terrane and the oceanic basin have not closed completely at that time.

Key words: Duolong deposit; siliceous rocks; geochemical characteristics; petrogenesis; sedimentary environment; Tibet