

西藏狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带中东段舍所硅质岩地球化学特征及其沉积环境

张诗启, 王建科, 贺承广, 翟文建, 黄丹峰

河南省地质研究院, 郑州, 450016



内容提要:西藏地区的舍所蛇绿混杂岩位于狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的中东段。为明确舍所蛇绿混杂岩中硅质岩的成因、沉积环境和理解其地质意义,探讨狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的构造属性,本文对舍所硅质岩开展了野外地质特征、岩石学特征和全岩主、微量元素地球化学特征的系统研究,讨论了其成因和沉积环境。舍所硅质岩出露在玄武岩内,呈紫红色、红色,有3种类型:富含放射虫硅质岩、互层含放射虫硅质岩和极少含放射虫硅质岩;研究显示富含放射虫硅质岩应该为在大洋板块俯冲消减阶段离陆较远的大陆边缘弧沉积的生物成因硅质岩,互层含放射虫硅质岩可能为沉积于受洋中脊热液羽流影响范围边缘的大洋盆地受热水活动影响的生物成因硅质岩,极少含放射虫硅质岩可能在距离洋中脊的中央裂谷较远的洋中脊范围边缘沉积的热水成因为主的硅质岩,它们应该为伴随洋壳扩张在晚侏罗世—早白垩世分阶段沉积,后期的拉萨地块短缩、青藏高原持续挤压隆升等地质构造活动导致它们现今在有限范围内出露。本文依据狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的认识,推测在晚侏罗世—早白垩世狮泉河—纳木错中特提斯洋的舍所段已有完整的洋中脊—大洋盆地—大陆边缘体系,洋盆相对成熟开阔;狮泉河—纳木错中特提斯洋可能为比班公湖—怒江中特提斯洋略晚形成的独立新生大洋。

关键词:硅质岩;狮泉河;纳木错;蛇绿混杂岩带;地球化学特征;沉积环境;西藏

狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带位于西藏高原的中部,为北拉萨地块和中拉萨地块的分界(朱弟成等,2008;Zhu Dicheng et al.,2011,2013),该蛇绿混杂岩主要出露于狮泉河、拉果错、阿索、永珠、纳木错、凯蒙等地,断续延伸一千多公里(朱弟成等,2006a,2006b;潘桂棠等2006;和钟焯等,2006;耿全如等2011),蛇绿混杂岩带中超镁铁质岩和镁铁质岩的地球化学显示 MORB、OIB、IAT 特征,年代学研究显示成岩于 218~114 Ma(杨日红等,2003;叶培盛等,2004;邱瑞照等,2005;郑有业等,2006;和钟焯等,2006;王保弟等,2007;Wang Weiliang et al.,2008;Zhong Yun et al.,2015;Zeng Yunchuan et al.,2018)。目前,该蛇绿混杂岩带研究的重点和争议在其构造属性,部分研究者认为其为班公湖—怒江缝合带蛇绿混杂岩南向逆冲形成的(Coward et al.,1988;吴珍汉等,2003;Kapp et al.,2003;张玉修等,2007),也有认为其为班公湖—怒江缝合带的一个分支(胡成祖,1990;肖序常和李廷栋,2000),还有解释其为班公湖—怒江特提斯洋壳南向俯冲形成的

弧后盆地遗迹(潘桂棠等,2006;王保弟等,2007;耿全如等,2011;Xu Mengjing et al.,2014)。因此,需要对狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带开展进一步的研究,以期能够对其构造属性、地质意义有更进一步认识。

硅质岩是 SiO_2 含量极高的形成于特定地球化学条件的沉积岩,具有硬度大、抗风化能力强、稳定性高等物理性质,有利于保留其形成时的古地理、古环境和古气候信息(Murray et al.,1990;Murray,1994)。通过对硅质岩的地球化学研究可获得其沉积—构造环境信息,尤其是发育在古板块缝合带内的硅质岩可以做为解释造山带古海洋地质演化的重要证据(Murray et al.,1990;Murray,1994;冯彩霞等,2001;冯彩霞,2011),能够有效对蛇绿混杂岩的形成环境予以约束(黄圭成等,2010;张丽敏等,2016)。目前,狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的研究主要集中在超镁铁质岩和镁铁质岩(叶培盛等,2004;张玉修等,2007;Wang Weiliang et al.,2008;Zhong Yun et al.,2015;Zeng Yunchuan et al.,

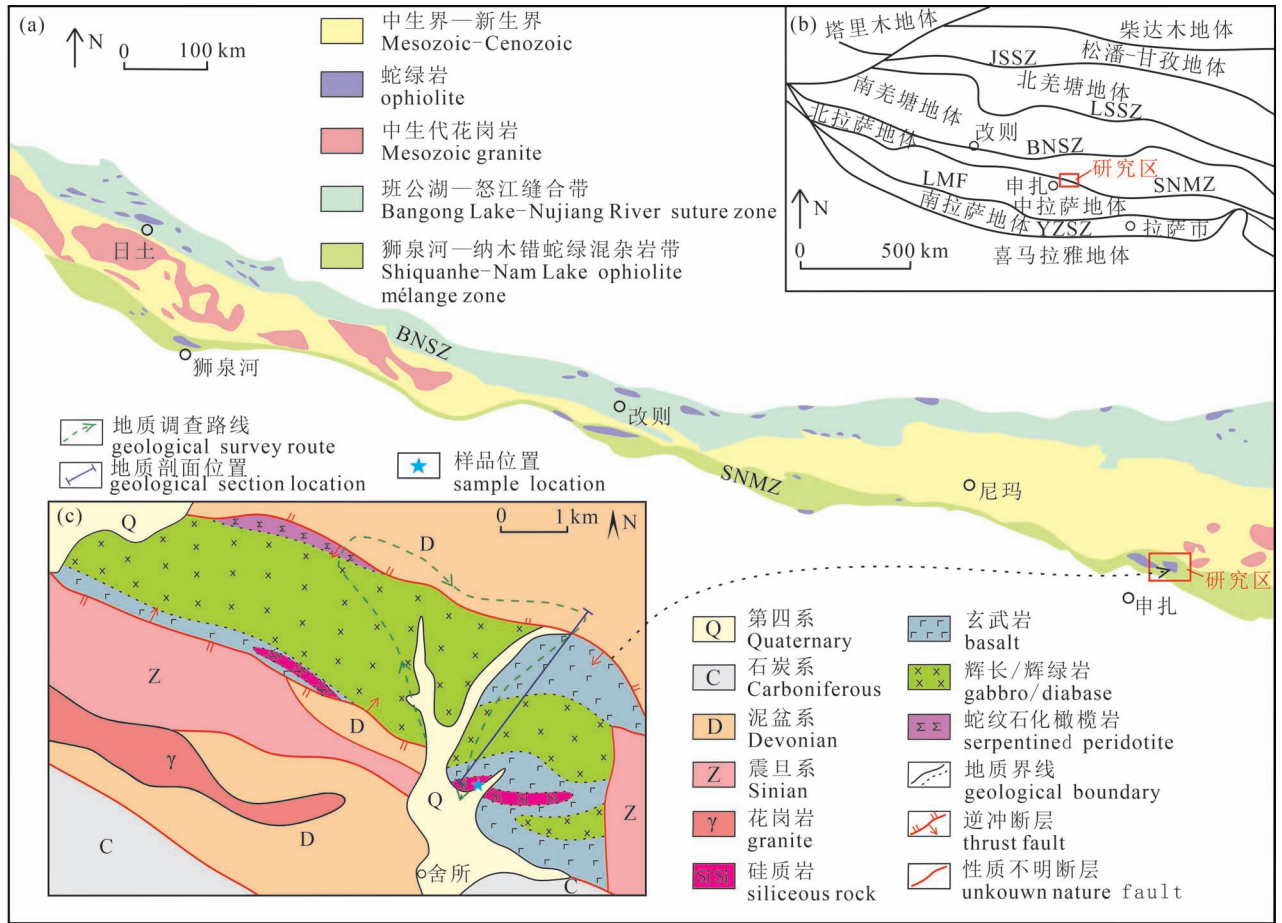


图 1 (a) 狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带简图(据潘桂棠等,2006;Zhu Dicheng et al.,2013);
(b)大地构造位置图(据 Zhu Dicheng et al.,2011);(c)舍所地质简图(据曲永贵等,2003a)

Fig. 1 (a) Sketch map of the Shiquanhe—Nam Lake (Nam Co) ophiolitic mélangé zone (modified from Pan Guitang et al., 2006& Zhu Dicheng et al.,2013); (b) geological tectonic location map(modified from Zhu Dicheng et al.,2011); (c) sketch geological map of Shesuo, Xizang (Tibet) (modified from Qū Yonggui et al., 2003a#)

JSSZ—金沙江缝合带;LSSZ—龙木错—双湖缝合带;BNSZ—班公湖—怒江缝合带;SNMZ—狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带;
LMF—洛巴堆—米拉山断裂;YZSZ—雅鲁藏布江缝合带

JSSZ—Jinsha River suture zone; LSSZ—Longmu Lake (Longmu Co)—Shuanghu suture zone; BNSZ—Bangong Lake—Nujiang River suture zone;
SNMZ—Shiquanhe—Nam Lake ophiolitic mélangé zone; LMF—Luobadui—Mila Mountains fault; YZSZ—Yarlung River (Yarlung Zangbo) suture zone

2018),对蛇绿混杂岩带内硅质岩的研究相对缺乏,仅对古昌硅质岩和果芒错硅质岩进行了研究(徐梦婧等,2014;徐梦婧等,2020)。因此,本文以舍所出露于枕状玄武岩之上的硅质岩为研究对象,探讨其岩石成因、沉积环境和地质意义,以期能为理解狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的构造属性提供佐证。

1 地质背景及样品

舍所蛇绿混杂岩位于狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的中段,呈 NW—SE 向构造岩片出露,长约 8 km,宽 1~3 km 不等,地理位置在申扎县北东约 40

km 处(图 1a,b)。舍所蛇绿混杂岩与两侧围岩呈断层接触,围岩主要有新元古界念青唐古拉群云母石英片岩和变质石英砂岩、泥盆系查果罗马组灰岩和石炭系永珠组长石石英砂岩,局部为第四系残坡积物或洪冲积物覆盖(图 1c)。本文野外地质调查观察到南侧泥盆系灰岩逆冲于辉长岩之上,接触部的灰岩和辉长岩均有碎裂岩化;北侧念青唐古拉群变质石英砂岩逆冲于蛇纹石化橄榄岩、辉长/辉绿岩和玄武岩之上,接触部的变质石英砂岩和蛇纹石化橄榄岩均有构造片理化现象(图 2)。

舍所蛇绿混杂岩自北西至南东大致出露为蛇纹

石化橄榄岩、辉长/辉绿岩、玄武岩和硅质岩,其中,蛇纹石化橄榄岩、辉长/辉绿岩主要出露于舍所冲沟的西北侧,玄武岩和硅质岩则主要出露于舍所冲沟的东南侧(图1c)。蛇纹石化橄榄岩呈不规则长条状出露,块状构造,强蛇纹石化,地表较为破碎,其南侧主要与辉绿岩呈侵入接触,接触部附近的辉绿岩内可偶见蛇纹石化橄榄岩捕虏体(图2a—d);辉长岩和辉绿岩出露于蛇绿混杂岩的中部,多呈岩墙状,辉绿岩侵入于辉长岩,二者多为渐变接触,亦可见截然接触(图2e、f);玄武岩与辉绿岩呈渐变接触,有

块状玄武岩和枕状玄武岩,并以块状玄武岩为主,枕状玄武岩仅呈宽2~5 m、长10~15 m的长椭圆状或不规则条带状零星出露,且其主要分布在南部,岩枕大小一般0.2 m×0.3 m~0.5 m×0.8 m,不规则堆叠(图2g);硅质岩仅在研究区南部的玄武岩上局部有断续出露,硅质岩一般呈宽1~2 m、长3~9 m的条带状与玄武岩整合接触(图2h),靠近南侧的玄武岩和硅质岩局部有弱构造片理化现象(图2i)。

硅质岩为褐紫色—紫红色,生物碎屑结构、隐晶质结构,块状构造,主要组分为硅质、放射虫和黏土。

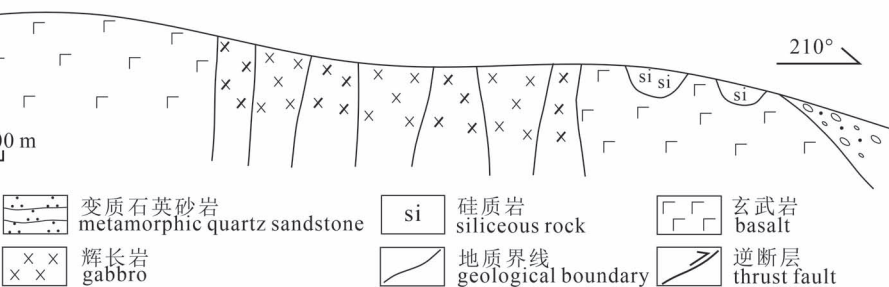


Fig. 2 Field photographs and geological cross-section of the Shesuo ophiolite mélangé, Xizang (Tibet)

显微镜下显示有富含放射虫硅质岩(图 3a、b, 样品 17DB-117、17DB-121)、互层含放射虫硅质岩(图 3c、d, 样品 17DB-119、17DB-120)和极少含放射虫硅质岩(图 3e、f, 样品 17DB-118)。它们的详细野外特征和镜下特征见表 1。

2 分析方法

本文硅质岩样品在野外选无蚀变、裂隙不发育的新鲜硅质岩采集,共采硅质岩样品 5 件,室内用清水进一步洗净晾干后,送河北廊坊区调院完成岩石薄片磨制和无污染粉碎至 $74\mu\text{m}$,用于显微镜下岩石学观察和岩石主量、微量元素的测定。硅质岩样品的主量和微量元素分析在国家地质实验测试中心完成,主量元素采用 X-ray 荧光光谱法(XRF-PW4400)测定,分析精度优于 5%,检测方法依据 GB/T14506.28-2010 标准;稀土元素和微量元素采用等离子质谱仪(ICPMS-PE300D)测试,微量元素含量大于 10×10^{-6} 的元素分析误差优于 5%,小于 10×10^{-6} 的元素测试精度为 10%,检测方法依据 GB/T14506.30-2010。

3 分析结果

本次共分析了 5 件硅质岩,主量元素和微量元素分析结果见表 2。主量元素分析显示硅质岩的烧失量(LOI)在 1.11%~1.56%,应该与硅质岩含有机质组分以及挥发成分有关。硅质岩 SiO_2 含量 77.91%~88.94%,低于纯硅质岩的 SiO_2 含量范围(91.0%~99.8%),应为硅质岩含有黏土和放射虫所致。 Al_2O_3 含量为 0.34%~9.19%,样品 17DB-

118 的 Si/Al 值(222.72)在纯硅质岩 Si/Al 值区间(80~1400)内(Murray et al., 1992),其它 4 件样品的 Si/Al 值(7.49~19.54)低于纯硅质岩的 Si/Al 值,应该与它们含有一定的陆源泥质沉积物有关(Murray et al., 1990; Murray et al., 1991; Girty et al., 1994)。 TFe_2O_3 含量为 2.26%~10.02%,平均值 5.09%, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TFe}_2\text{O}_3)$ 比值为 0.03%~0.65%, MnO 含量为 0.02%~0.11%,平均值 0.08%, $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 为 0.03%~0.61%, TiO_2 含量为 0.02%~0.34%,平均值 0.22%, MnO/TiO_2 比值为 0.26%~1.00%。

硅质岩的稀土元素总量除 17DB-118 样品较低(9.12×10^{-6})外,其它 4 件样品的稀土总量较高($59.72\times 10^{-6}\sim 123.40\times 10^{-6}$),平均值为 104.44×10^{-6} ,轻稀土元素富集,LREE/HREE 比值为 4.07~9.01。北美页岩标准化(La/Yb)_{SN} 值为 0.72~1.16, $\delta\text{Eu}_{\text{SN}}$ 为 1.03~1.37, $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 除 17DB-118 为 0.46,其它为 1.20~1.40;球粒陨石标准化(La/Yb)_{CN} 值为 5.36~8.62, $\delta\text{Eu}_{\text{CN}}$ 为 0.67~0.89, $\delta\text{Ce}_{\text{CN}}$ 除 17DB-118 为 0.48,其它为 1.24~1.44。稀土元素配分图的北美页岩标准化曲线整体略微右倾,显示 Eu 为弱正异常,Ce 除 17DB-118 明显负异常外,其它均为弱正异常(图 4a);球粒陨石标准化曲线明显为右倾特征,其中, Eu 为负异常,Ce 除 17DB-118 明显负异常外,其它均为正异常(图 4b)。其中,Ce 的正异常可能与有机质发育的表层海水或海水中生物作用活跃,产生局部相对还原的环境使得 Ce^{3+} 难以氧化成 Ce^{4+} ,Ce 从而显示正异常有关(韦少港等, 2019)。微量元素整体含量低(表 2),与地球的地壳

表 1 西藏舍所硅质岩野外特征和镜下特征一览表

Table 1 The field characteristics and microphotograph characteristics of the Shesuo siliceous rocks from Xizang (Tibet)

样品编号	硅质岩类型	野外特征	镜下特征
17DB-117 17DB-121	富含放射虫 硅质岩	褐紫色,呈长约 3~5 m,宽 1~1.5 m 的长条状或透镜状出露于玄武岩之上	生物碎屑结构、隐晶质结构,块状构造,主要成分为硅质、放射虫和黏土。放射虫近椭圆形—圆状,边部可见放射状触须,直径 0.1~0.2 mm,含量达 30%~50%
17DB-119 17DB-120	互层含放射 虫硅质岩	褐紫色、紫红色,呈长约 2~3 m,宽 0.5~1 m 的透镜状出露于玄武岩之上	生物碎屑结构、隐晶质结构,薄层状构造,主要成分为硅质、少量放射虫和黏土。不含放射虫层与含放射虫层呈互层产出,二者略有渐变过渡现象,不含放射虫层厚 0.6~1.2 mm,基本不出现放射虫,含放射虫层厚 0.5~0.6 mm,其内放射虫含量达 40%~50%,椭圆形—圆形,直径 0.05~0.2 mm,边部可见放射状触须
17DB-118	极少含放射 虫硅质岩	紫红色,呈长约 1~2 m,宽 1m± 的透镜状出露于玄武岩之上	生物碎屑结构、隐晶质结构,块状构造,主要成分为硅质、极少量放射虫和黏土。石英呈隐晶状—微晶状,微晶状石英粒径 0.005~0.01 mm,杂乱分布,并可见碳酸盐充填于硅质岩内空洞;放射虫含量约 1%,椭圆形—圆状,直径 0.1~0.15 mm,边部有放射状触须

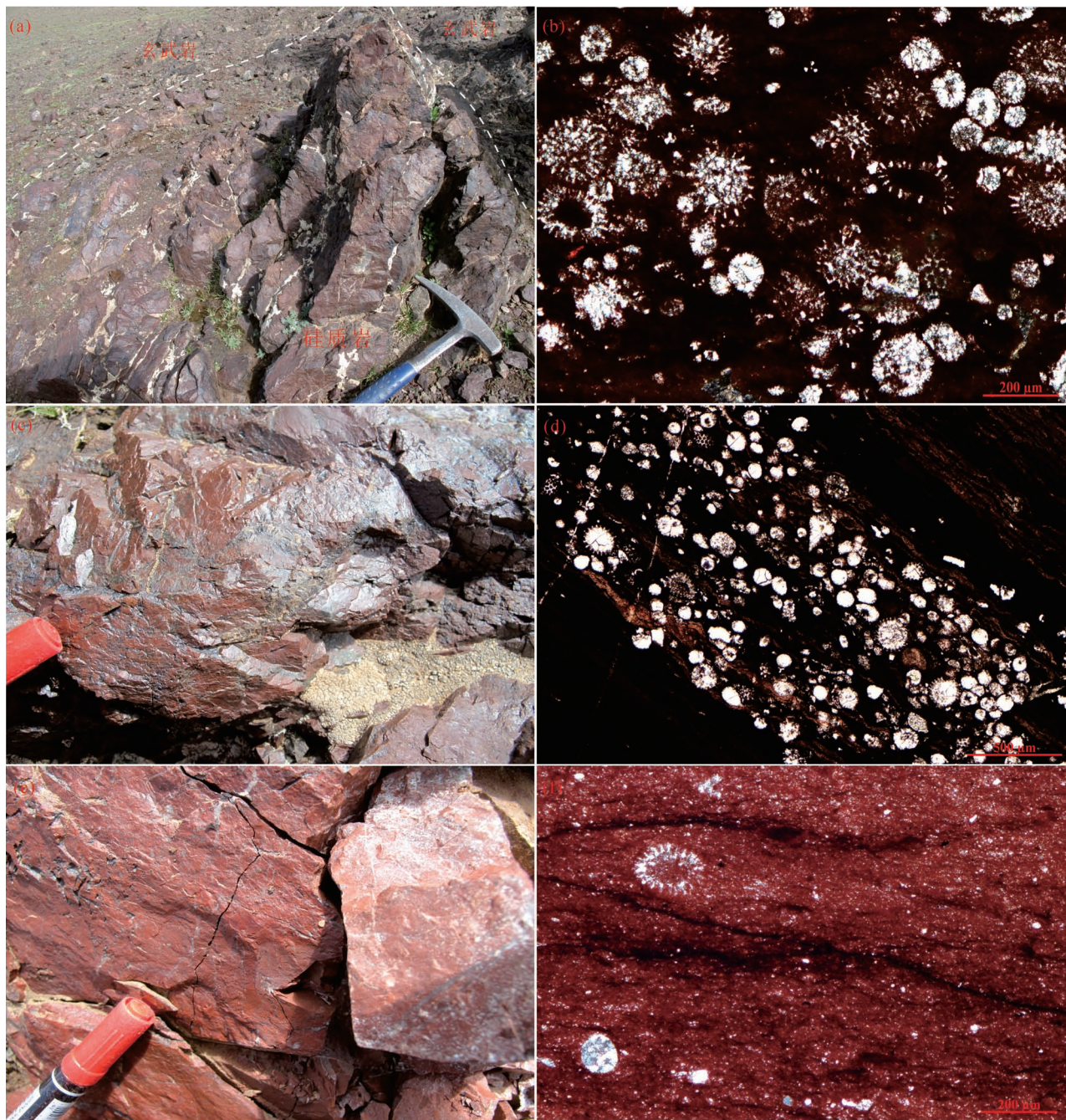


图3 西藏舍所硅质岩野外特征(a、c、e)和显微镜下特征(b、d、f;均为正交偏光)

Fig. 3 Field characteristics (a, c, e) and microphotograph characteristics (b, d, f; crossed polarized light) for the Shesuo siliceous rocks, Xizang (Tibet)

元素丰度值相比,除 Ce 富集系数为 6.40 外,其它元素均处于亏损。

4 讨论

4.1 岩石成因

研究认为,硅质岩可能存在火山沉积、生物或生物化学沉积、热水沉积和热液交代等成因(Adachi et

al., 1986; Herzig, 1988)。舍所硅质岩含有放射虫,未见火山沉积组分,排除了其为火山沉积,也非热液交代形成,可能为生物或生物化学沉积,也许有热参与的可能。舍所硅质岩的 $Si/(Si+Al+Ca+Fe)$ 比值为 0.81~0.91(表 2),与生物碎屑硅质岩的 $Si/(Si+Al+Ca+Fe)$ 比值(0.8~0.9)较接近(Josip et al., 2005; Garbán et al., 2017),指示生物成因硅质岩特

征。然而,舍所硅质岩内放射虫的不均匀分布,又显示其形成时的环境变化较大,应受有其它作用的影响。

研究显示,热液的参与一般会使硅质岩中的Fe、Mn富集,陆源物质的输入会使硅质岩中Al、Ti富集,Fe/Ti比值、Al/(Al+Fe+Mn)比值和(Fe+

表2 舍所硅质岩主量元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 2 The major elements(%), REE and trace elements ($\times 10^{-6}$) of total rock chemical compositions for the Shesuo siliceous rocks

样品号	17DB -117	17DB -118	17DB -119	17DB -120	17DB -121	地壳 丰度	富集 系数	样品号	17DB -117	17DB -118	17DB -119	17DB -120	17DB -121	地壳 丰度	富集 系数
SiO ₂	79.25	85.74	82.97	88.94	77.91			Mo	0.16	0.22	0.13	0.09	0.14	1.40	0.11
Al ₂ O ₃	8.65	0.34	7.08	4.02	9.19			Y	16.5	2.62	15.7	9.05	13.8	27.7	0.42
CaO	0.36	1.96	0.56	0.81	0.24			Nb	4.48	0.19	3.77	2.18	4.91	18.3	0.17
Fe ₂ O ₃	3.62	9.71	2.44	1.36	3.80			Cs	1.72	0.20	0.25	0.22	2.19	1.23	0.74
FeO	0.97	0.42	1.19	0.83	0.97			Ba	104	20.0	34.1	26.3	126	463	0.13
K ₂ O	0.61	0.07	0.10	0.07	0.79			Sc	11.0	0.80	9.99	6.39	10.5	16.0	0.48
MgO	1.28	0.13	1.31	0.87	1.30			Hf	1.71	0.06	1.42	0.85	1.92	4.50	0.26
MnO	0.11	0.02	0.11	0.08	0.09			Ta	0.48	0.08	0.36	0.24	0.53	1.60	0.21
Na ₂ O	3.15	<0.01	3.24	1.42	3.15			Pb	12.90	0.94	11.90	7.74	13.30	14.00	0.67
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.07	0.04	0.07			Bi	0.38	<0.05	0.34	0.21	0.37		
TiO ₂	0.32	0.02	0.25	0.15	0.34			Th	6.15	0.13	5.38	3.21	6.82	7.60	0.57
烧失	1.39	1.56	1.20	1.11	1.44			U	0.79	0.19	0.66	0.47	0.87	2.07	0.29
总量	99.78	100.00	100.52	99.70	99.29			U/Th	0.13	1.46	0.12	0.15	0.13		
TFe ₂ O ₃	4.63	10.02	3.72	2.26	4.81			Ni/Co	3.53	6.88	3.61	3.67	3.81		
Si/Al	8.09	222.72	10.35	19.54	7.49			V/Y	3.33	3.58	1.93	2.96	4.16		
Fe/Ti	15.50	725	21.4	21.9	15.3			La	18.7	1.72	17.4	9.62	19.7	28.7	0.47
Al								Ce	57.1	1.81	54.0	24.8	59.8	6.17	6.40
Al/(Fe+Mn)	0.60	0.03	0.60	0.59	0.61			Pr	5.18	0.50	4.84	2.51	5.28	7.23	0.51
Fe+Mn								Nd	21.6	2.65	18.8	12.7	21.0	28.7	0.53
Ti	16.0	727	22.2	22.9	15.6			Sm	4.51	0.49	4.18	2.21	4.35	6.90	0.46
Si/(Si+Al								Eu	0.98	0.15	0.91	0.49	0.94	1.13	0.61
+Ca+Fe)	0.82	0.82	0.85	0.91	0.81			Gd	4.38	0.54	4.01	2.26	4.04	5.90	0.52
Al ₂ O ₃								Tb	0.63	0.08	0.60	0.33	0.58	0.90	0.49
TiO ₂	21.2	13.3	22.2	21.00	21.2			Dy	3.65	0.49	3.46	1.99	3.23	4.03	0.64
MnO								Ho	0.70	0.10	0.66	0.40	0.64	1.03	0.49
TiO ₂	0.39	1.26	0.50	0.50	0.30			Er	1.92	0.26	1.79	1.07	1.70	2.90	0.46
Al ₂ O ₃ /								Tm	0.28	<0.05	0.26	0.16	0.25	0.25	0.76
(Al ₂ O ₃ + TFe ₂ O ₃)	0.74	0.05	0.76	0.73	0.75			Yb	1.79	0.23	1.74	1.02	1.64	2.57	0.50
Li	13.1	7.09	12.8	13.7	10.4			Lu	0.28	<0.05	0.27	0.16	0.25	0.82	0.23
Be	0.75	0.16	0.52	0.36	0.81			La/Ce	0.33	0.95	0.32	0.39	0.33		
V	54.9	9.39	30.3	26.8	57.4	143	0.25	(La/Ce) _{SN}	0.69	2.00	0.69	0.82	0.69		
Mn	867	162	856	655	745	1090	0.60	ΣREE	121	9.120	113	59.7	123		
Cr	43.3	2.58	33.2	20.7	45.6	127	0.23	LREE	7.93	4.07	7.83	7.08	9.01		
Co	17.8	0.43	12.4	8.05	16.6	24.7	0.45	HREE							
Ni	62.8	2.96	44.7	29.5	63.3	81.3	0.50	(La/Yb) _{CN}	7.49	5.36	7.17	6.77	8.62		
Cu	16.7	3.71	29.0	18.4	10.4	56.0	0.28	(La/Yb) _{SN}	1.01	0.72	0.97	0.91	1.16		
Zn	54.0	7.26	61.6	30.4	57.5	76.3	0.55	δEu _{CN}	0.67	0.89	0.68	0.67	0.69		
Ga	7.52	0.76	6.04	3.68	8.22			δCe _{CN}	1.42	0.48	1.44	1.24	1.44		
Rb	28.8	1.00	1.39	1.04	37.8	108	0.13	δEu _{SN}	1.04	1.37	1.04	1.03	1.05		
Sr	36.6	14.4	41.6	79.0	33.5	382	0.11	δCe _{SN}	1.38	0.46	1.40	1.20	1.39		
Zr	59.9	2.45	47.5	28.4	62.7	148	0.27	Ce	0.57	0.05	0.53	0.28	0.59		
								Ce* _{SN}							

注:测试分析单位为国家地质实验测试中心。CN 球粒陨石标准化(Sun and McDonough, 1989);SN 北美页岩标准化(Gromet et al., 1984);地壳元素丰度值(黎彤, 1987)。

Mn)/Ti 比值可做为判别硅质岩成因的参数 (Bostrom et al., 1973; Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987)。一般情况下热水沉积硅质岩的 Fe/Ti 比值 >20 , Al/(Al+Fe+Mn) 比值 <0.35 , (Fe+Mn)/Ti 比值 $>25 (\pm 5)$ (Bostrom et al., 1973); 另外, 纯热水成因至纯生物成因硅质岩的 Al/(Al+Fe+Mn) 比值会由 0.01 增至 0.6 (Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987)。舍所极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样品的 Fe/Ti 值为 725.64, Al/(Al+Fe+Mn) 值为 0.03, (Fe+Mn)/Ti 值为 727.46, 显示热水成因为主; 互层含放射虫硅质岩 17DB-119 和 17DB-120 样品的 Fe/Ti 值分别为 21.40 和 21.93, Al/(Al+Fe+Mn) 值分别为 0.60 和 0.59, (Fe+Mn)/Ti 值分别为 21.18 和 22.93, 可能一定程度受有热水活动的影响, 与西北侧邻区果芒错硅质岩的地球化学特征相似 (徐梦婧等, 2014); 富含放射虫硅质岩 17DB-117 和 17DB-121 样品的 Fe/Ti 值分别 15.50 和 15.27, Al/(Al+Fe+Mn) 值分别为 0.60 和 0.61, (Fe+Mn)/Ti 值分别为 15.95 和 15.64, 为非热水成因。以上, 反映舍所存在以热水成因为主的硅质岩、受热水活动影响生物成因为主的硅质岩和正常生物成因硅质岩; 同时, 舍所硅质岩 Al/(Al+Fe+Mn) 值 >0.50 , (Fe+Mn)/Ti 比值 <25 的样品反映其硅质岩中的 Al、Ti 富集, 暗示其形成时有陆源物质的加入。通常, 热水沉积岩中 U/Th 比值 >1 , 正常水沉积岩的

U/Th 比值 <1 (Rona, 1978), 舍所硅质岩 17DB-118 样品的 U/Th 比值为 1.46, 指示为热水沉积; 其它 4 件样品的 U/Th 比值为 0.12~0.15, 显示为正常水沉积, 这与上述舍所硅质岩的成因基本相符。

硅质岩成因 Fe—Mn—Al 判别图解 (图 5a) 中, 舍所硅质岩 17DB-118 样点落入热液沉积硅质岩区, 其它 4 件样品落入生物成因硅质岩区; Al/(Al+Fe+Mn)—Al₂O₃/TiO₂ 判别图解 (图 5b) 中, 舍所硅质岩 17DB-118 样点落在基性火山热液成因硅质岩 (A 区) 区附近, 其它 4 件样品投点落入含酸性火山碎屑非热液成因硅质岩 (B 区) 和正常海相非热液成因硅质岩 (C 区) 的交叠区域, 反映它们为非热液成因硅质岩。以上硅质岩成因判别也指示有热液和非热液两个成因类型的硅质岩。

综上, 表明舍所硅质岩存在热液成因硅质岩和生物成因硅质岩, 且部分生物成因硅质岩受有热液的影响。

4.2 沉积环境

研究显示, 硅质岩中的 MnO 来自大洋深部, TiO₂ 的含量则主要由陆源物质控制, 大陆坡和边缘海的沉积硅质岩 MnO/TiO₂ 比值一般 <0.5 , 远洋盆地沉积硅质岩的 MnO/TiO₂ 值 >0.5 (Bostrom, 1973; Sugisaki et al., 1982; Adachi et al., 1986), 舍所极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样品的 MnO/TiO₂ 值为 1.00, 虽然反映形成于远洋盆地, 但是有可能相对靠

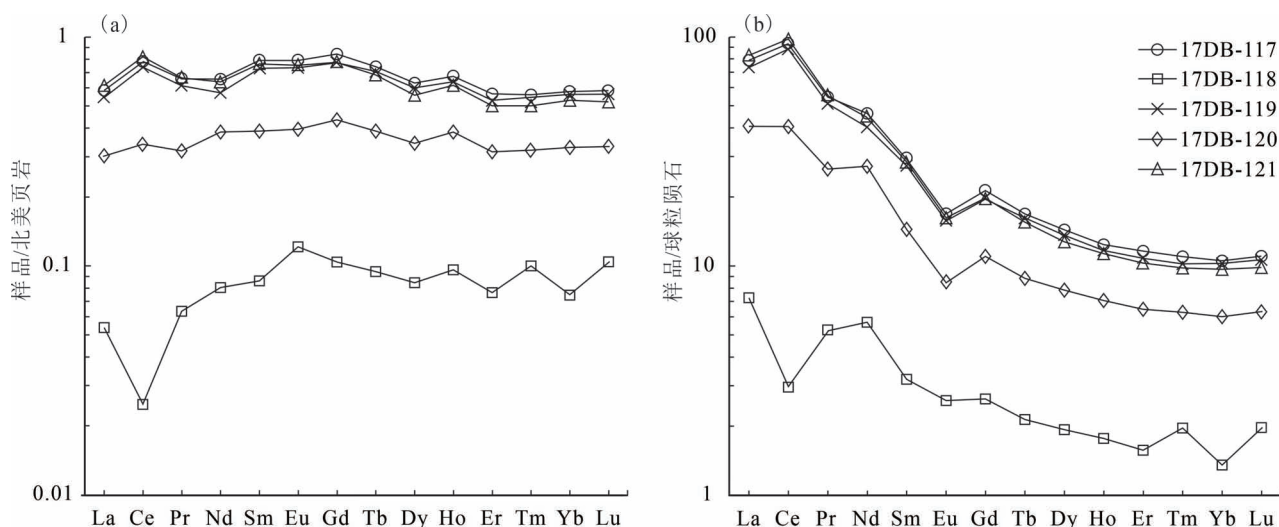


图 4 西藏舍所硅质岩北美页岩标准化(a)和球粒陨石标准化(b)稀土配分模式图

(北美页岩标准化值据 Gromet et al., 1984; 球粒陨石标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 North American shale-normalized REE patterns (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) for the Shesuo siliceous rocks, Xizang (Tibet) (normalization values of North American shale after Gromet et al., 1984; normalization values of chondrite after Sun and McDonough, 1989)

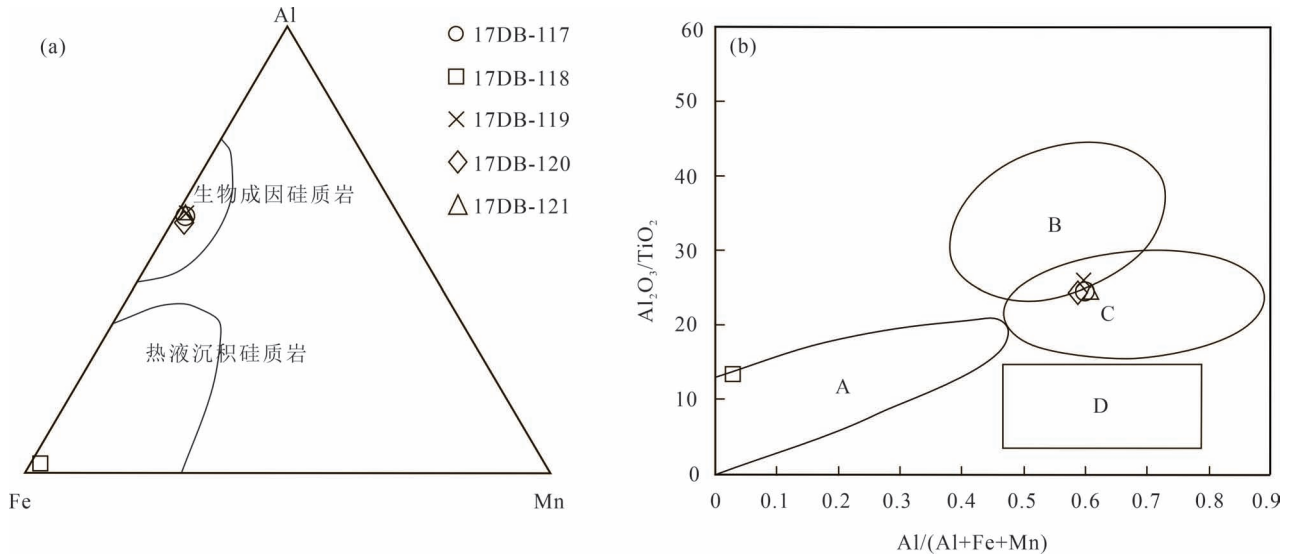


图 5 (a) 西藏舍所硅质岩 Fe—Mn—Al 三角图解(据 Murray et al., 1990)和(b) $Al/(Al+Fe+Mn)$ — Al_2O_3/TiO_2 图解(据 Condie, 1993 和钱鑫等, 2016)

Fig. 5 (a) Fe—Mn—Al ternary diagram(after Murray et al., 1990)and (b) $Al/(Al+Fe+Mn)$ — Al_2O_3/TiO_2 diagram (after Condie, 1993; Qian Xin et al., 2016&) for the Shesuo siliceous rocks, Xizang (Tibet)

A—基性火山热液成因硅质岩; B—含酸性火山碎屑非热液成因硅质岩; C—正常海相非热液成因硅质岩;
D—含基性火山碎屑非热液成因硅质岩

A—Mafic volcanic—hydrothermal siliceous rocks; B—contain acidic volcanoclastic non-hydrothermal siliceous rocks; C—normal marine non-hydrothermal siliceous rocks; D—contain mafic volcanoclastic non-hydrothermal siliceous rocks

近洋脊; 互层含放射虫硅质岩 17DB-119 和 17DB-120 样品的 MnO/TiO_2 值分别为 0.44 和 0.53, 应该形成于远洋盆地, 17DB-119 的 MnO/TiO_2 值略小, 可能由其沉积位置相对距远洋盆地外边缘近或受热影响略小所致; 富含放射虫硅质岩的 17DB-117

和 17DB-121 样品的 MnO/TiO_2 值分别为 0.34 和 0.26, 为大陆边缘环境沉积。另外, 洋中脊硅质岩的 $Al_2O_3/(Al_2O_3+TFe_2O_3)$ 比值 <0.4 、大洋盆地为 0.4~0.7、大陆边缘为 0.5~0.9 (Murray et al., 1991), 舍所硅质岩的 17DB-118 样品 $Al_2O_3/(Al_2O_3+$

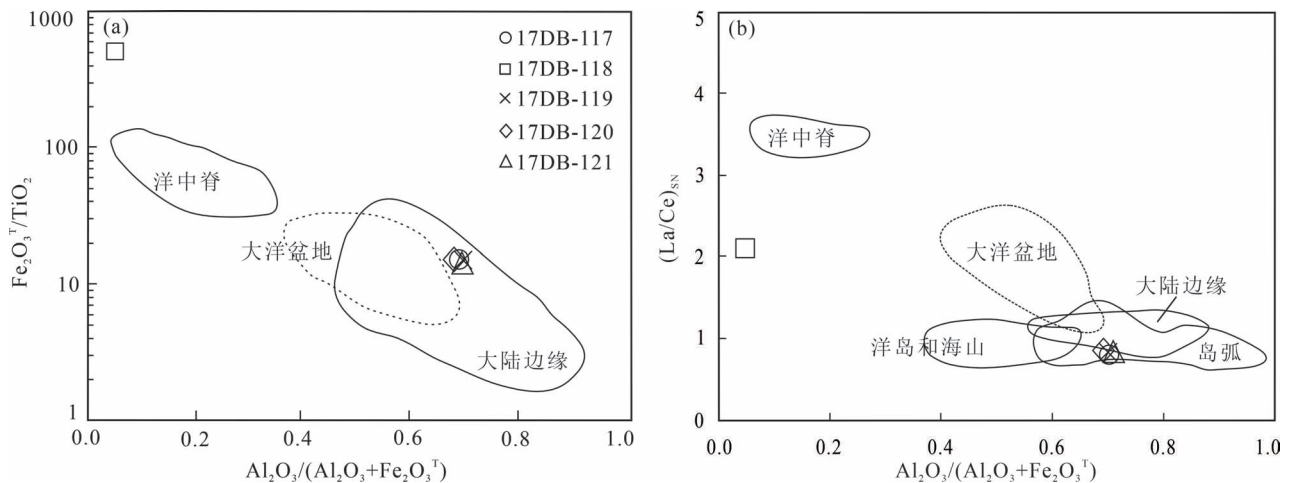


图 6 舍所硅质岩沉积环境判别图解(图 6a 据 Murray et al., 1990; 图 6b 据 Girty et al., 1996)

Fig. 6 The sedimentary environment discrimination diagrams of siliceous rocks for the Shesuo, Xizang (Tibet)

(Fig. 6a after Murray et al., 1990; Fig. 6b after Girty et al., 1996)

TFe_2O_3) 比值为 0.03, 显示为洋中脊; 其它 4 件样品 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TFe}_2\text{O}_3)$ 比值为 0.64~0.65, 显示可能为大洋盆地或大陆边缘弧。综合以上舍所硅质岩主量元素特征值的信息, 认为舍所可能存在靠近洋中脊、大洋盆地和大陆边缘三种环境下形成的硅质岩, 也从而推测舍所段特提斯洋应该存在洋中脊—洋盆—大陆边缘系统。

硅质岩中的稀土元素主要来源于海水, 次为从沉积颗粒中继承的稀土元素(丁林和钟大赉, 1995), 洋中脊硅质岩的 ΣREE 为 10.9×10^{-6} 、大洋盆地硅质岩的 ΣREE 为 72.6×10^{-6} , 靠近大陆侧硅质岩的 ΣREE 增加且变化较大(Murray et al., 1991; Murray, 1994)。舍所极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样品的 ΣREE 分别为 9.12×10^{-6} , 接近洋中脊硅质岩; 互层含放射虫硅质岩 17DB-119 和 17DB-120 样品的 ΣREE 分别为 112.92×10^{-6} 和 59.72×10^{-6} , 接近大洋盆地硅质岩, 17DB-119 的 ΣREE 值偏大也可能与其沉积位置相对靠近大洋盆地外边缘有关; 富含放射虫硅质岩 17DB-117 和 17DB-121 样品的 ΣREE 分别为 121.70×10^{-6} 和 123.40×10^{-6} , 应该为大陆边缘环境。从深海环境、远洋环境、至大陆边缘环境硅质岩的稀土配分模式一般显示 Ce 的负异常、无明显负异常以至略正异常, Eu 为正异常、无明显异常至负异常(Murray et al., 1990; Murray, 1994; Armstrong et al., 1999), 舍所硅质岩北美页岩标准化稀土配分模式(图 4a) 显示极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样品 Ce 负异常、Eu 正异常, 其它 4 件样品为 Ce 略正异常, Eu 无明显异常; 球粒陨石标注化配分模式(图 4b) 显示 17DB-118 样品为 Ce 负异常、Eu 无明显异常, 其它 4 件样品 Ce 略正异常, Eu 负异常, 指示舍所硅质岩的形成环境存在深海环境—大陆边缘环境的差异。以上, 舍所硅质岩的稀土元素特征值也从一方面反映舍所硅质岩存在形成于深海、远洋和大陆边缘不同环境的可能。

通常情况下, 洋中脊附近的硅质岩严重亏损 Ce (δCe 为 0.3 ± 0.13), $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ 值 ≥ 3.5 ; 大洋盆地相硅质岩的 δCe 为 0.6 ± 0.13 , $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ 值为 2~3; 大陆边缘相硅质岩的 δCe 为 1.09 ± 0.25 , $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ 值介于 0.5~0.15 之间(Murray et al., 1990; Murray, 1994)。舍所极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样品的 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 为 0.46、 $\delta\text{Ce}_{\text{CN}}$ 为 0.48, $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ 值为 2.17, 总体相对与洋脊硅质岩接近; 其它 4 件硅质岩样品的 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 为 (1.20~1.40)、 $\delta\text{Ce}_{\text{CN}}$ 为 (1.24~1.44), $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ 值为 0.74~0.88, 与大陆边缘相

硅质岩基本一致, 反映舍所既有洋脊硅质岩, 也有大陆边缘相硅质岩的特征。 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ 值与形成环境密切相关, 研究表明洋中脊硅质岩的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} \approx 0.29$, 大洋盆地硅质岩的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} \approx 0.58$, 大陆边缘硅质岩的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} \approx 0.93 \sim 1.09$, 大陆边缘向远洋环境, 海水中的 $\delta\text{Ce}_{\text{SN}}$ 异常从略正异常到显著负异常, $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ 则由小变大(Gromet et al., 1984; Murray et al., 1990; Murray, 1994; Girty et al., 1996), 舍所极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样品的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ 值为 0.05, 小于统计获得洋中脊硅质岩的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} \approx 0.29$ 的平均值, 可能与该硅质岩沉积时距洋脊裂谷的距离或热水作用的强弱有关; 互层含放射虫硅质岩 17DB-119、17DB-120 的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ 值分别为 0.53 和 0.28, 显示大洋盆地沉积硅质岩; 富含放射虫硅质岩 17DB-117、17DB-121 的 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ (0.57 和 0.59) 虽然与大洋盆地硅质岩接近, 本文考虑其可能沉积于大洋板块俯冲消减阶段相对靠近大洋盆地端的大陆边缘弧附近。上述一定程度反映舍所硅质岩存在靠近洋中脊、大洋盆地和大陆边缘 3 种硅质岩, 也从侧面佐证了舍所段特提斯洋应该有一定的规模。

硅质岩沉积环境判别图解 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}/\text{TiO}_2$ (图 6a) 中舍所极少含放射虫硅质岩 17DB-118 样投点距洋中脊较近, 其它 4 件样品投点在大洋盆地附近和大陆边缘范围, 反映存在形成于洋脊附近的硅质岩, 也存在形成于大洋盆地和大陆边缘环境的硅质岩; $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}) - (\text{La}/\text{Ce})_{\text{SN}}$ (图 6b) 中舍所硅质岩 17DB-118 样投点在洋中脊范围的下侧和洋盆地的左侧, 存在其形成于洋中脊—大洋盆地之间的可能, 其它 4 件硅质岩投点在大陆边缘和岛弧交汇区域, 指示它们形成环境应该不是典型的大陆边缘, 也可能受有岛弧的影响, 推测可能与它们形成于舍所段特提斯洋不同演化阶段有关。沉积环境判别投图 17DB-118 样品投点虽然靠近洋中脊范围, 却没有落入洋中脊范围内, 可能与其沉积于新生洋盆有关, 其它样品投点在不同环境的交汇部, 指示其形成环境相对复杂, 以及反映舍所硅质岩形成环境存在差异。

综上, 认为舍所存在形成于靠近洋中脊、洋盆和大陆边缘 3 种环境的硅质岩, 推测彼时该处大洋已经相对成熟。

4.3 地质意义

一般情况下, 大洋中脊和大洋盆地的硅质岩常与蛇绿岩以及上覆的深海泥岩共生, 大陆边缘硅质

岩常与碎屑岩或碳酸盐岩呈韵律互层产出(张立扬,2023),洋脊和大洋盆地硅质岩一般呈红色(Murry,1994;徐备等,2018;Kemkin and Kemkina,2020),舍所硅质岩呈透镜状或不规则状出露于枕状玄武岩内,颜色为紫红色和红色,形态上与洋中脊和大洋盆地硅质岩近似,地球化学特征则显示舍所存在以热水成因为主的硅质岩、受热水活动影响生物成因为主的硅质岩和正常生物成因硅质岩,沉积环境则显示为形成于靠近洋中脊、洋盆和大陆边缘;考虑大洋中脊硅质岩多为规模小的砖红色碧玉岩,地球化学显示较强的热液成因信号,缺少硅质生物化石(Montgomery and Kerr,2009;Maruyama et al.,2010;Ackerman et al.,2022),而舍所地球化学特征表现为洋中脊硅质岩的样品(17DB-118)并不是碧玉岩,硅质岩成因 $Al/(Al+Fe+Mn)-Al_2O_3/TiO_2$ 判别图解中也没有落入基性火山热液成因硅质岩范围,仅是靠近(图5b),硅质岩环境判别图解中也没有落入经典洋中脊硅质岩范围,而是靠近其范围(图6),且还含有极少量的放射虫化石(图3f),因此,认为舍所表现为洋中脊热液成因的硅质岩应该距离洋中脊的中央裂谷较远,更可能为沉积于洋中脊与大洋盆地交界处;结合Murray(1994)统计的洋中脊硅质岩距离洋中脊至少为120 km,Girty等(1996)将Murray(1994)所指的洋中脊硅质岩范围限定在距洋中脊100~300 km,那么推测舍所洋中脊热液成因的硅质岩可能沉积于距洋中脊中央裂谷不小于120 km的洋中脊范围边缘。随着洋板块向洋中脊两侧扩张,洋中脊玄武岩之上会沉积以红色居多的远洋硅质岩,并可能受热液影响,伴生自生黏土沉积,显生宙以来,这种距洋中脊较近的大洋盆地硅质岩多为生物成因,显示生物成因硅质岩的地球化学特征(A dachi et al.,1986;Murry,1994;徐备等,2018;Kemkin and Kemkina,2020),舍所地球化学特征显示为大洋盆地受热水活动影响生物成因为主的硅质岩(17DB-119、17DB-120)与之相符,而其在硅质岩成因 $Al/(Al+Fe+Mn)-Al_2O_3/TiO_2$ 判别图解(图5b)中投点落入含酸性火山碎屑非热液成因硅质岩(B区)和正常海相非热液成因硅质岩(C区)的交叠区域,可能与该硅质岩在大洋盆地的沉积位置受洋中脊热液的热液羽流影响相对弱有关;结合扩张洋中脊热液的热液羽流影响范围可达上千公里(Fitzsimmons et al.,2017;Gartman and Findlay,2020),以及在开阔大洋中,当洋壳运移到几乎不受热液影响,同时几乎不受陆缘物质影响的区域时,此

时洋盆宽度可能超过3000 km(张立扬,2023),推测舍所受热水活动影响生物成因为主的硅质岩可能形成于洋中脊热液羽流影响范围边缘的大洋盆地,该硅质岩沉积时舍所段的中特提斯洋盆宽度可能已达千余公里。舍所地球化学特征表现为大陆边缘生物成因的硅质岩(17DB-117、17DB-121)虽然在成因、沉积环境判别的地球化学特征值和图解中均与大陆边缘生物成因硅质岩相符,但考虑其颜色呈紫红色和与玄武岩共生,而非典型的与细碎屑岩韵律互层产出大陆边缘硅质岩(Girty et al.,1996;胡修棉等,2020;Ackerman et al.,2022;张立扬,2023),推测它们可能沉积于大洋板块俯冲消减阶段相对靠近大洋盆地端的大陆边缘弧附近。以上认识存在舍所硅质岩沉积时间有先后问题,这与狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带内狮泉河、阿索、拉果错、永珠、果芒错等地硅质岩内有中晚侏罗世—早白垩世($J_{2-3}-K_1$)放射虫的实际相符(王永胜等,2003;朱志勇,2004;谢国刚,2004;唐峰林等,2004;Baxter et al.,2009;徐梦婧等,2014;王保弟等,2020),一定程度可推测舍所硅质岩并非同时沉积,而是沉积于该处中特提斯洋发育的不同阶段,也与根据永珠—纳木错段蛇绿岩中基性岩的成岩年龄(178~114 Ma)获得的该段中特提斯洋主要发育在中—晚侏罗世—早白垩世的研究认识相符(王永胜等,2005;刘振宇等,2015;Zhong Yun et al.,2015;Zeng Yunchuan et al.,2018;王保弟等,2020;曾孝文,2022)。综合以上,推测舍所不同成因、不同沉积环境硅质岩的存在可能指示舍所段中特提斯洋为相对成熟开阔的大洋,在早白垩世可能依然存在,这与徐梦婧等(2020)通过对拉果错、古昌和果芒错硅质岩研究认为狮泉河—纳木错特提斯洋东部与舍所相邻的果芒错处较为成熟开阔的认识一致。目前,它们三者现今在相对小的范围内同时出露,可能由拉萨地块自早白垩世之后地壳缩短最大达60%(Murphy et al.,1997;Zhang et al.,2004)和拉萨地块南北缩短了约870 km距离(Chen Weiwei et al.,2012),以及青藏高原持续挤压隆升等地质构造活动所致。

舍所硅质岩所在的狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带存在为班公湖—怒江缝合带的一个分支(胡成祖,1990;肖序常和李廷栋,2000)、班公湖—怒江蛇绿混杂岩向南逆冲的产物(Coward et al.,1988;吴珍汉等,2003;Kapp et al.,2003;张玉修等,2007)和弧后盆地的遗迹(潘桂棠等,2006;王保弟等,2007;耿全如等,2011;Xu Mengjing et al.,2014)等

争论。考虑目前北侧班怒带东巧—安多段与永珠—纳木错蛇绿岩之间南北宽 100~200 km 的北拉萨地块内未见有蛇绿岩出露(图 1a),以及近年来研究人员对狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带为与班怒缝合带平行的蛇绿混杂岩带的认识(王保弟等,2020;雷传扬等,2022;曾孝文,2022),因此,舍所硅质岩所在的永珠—纳木错段蛇绿岩应该不是班怒带蛇绿岩向南逆冲的产物。另外,舍所硅质岩所在的永珠—纳木错段蛇绿混杂岩内堆晶辉长岩的锆石 U-Pb 年代学研究显示中—晚侏罗世该处的洋盆已经存在(178~150 Ma;王永胜等,2005;刘振宇等,2015;Zhong Yun et al., 2015; Zeng Yunchuan et al., 2018),而与永珠—纳木错对应的班怒缝合带的东巧—安多段蛇绿岩中堆晶辉长岩的成岩年龄在 189~184 Ma(夏斌等,2008;黄强太等,2015;Liu Tong et al., 2016; Wang Baodi et al., 2016; 闫金禹等,2026),两者的最早形成时差仅 11 Ma \pm ,班怒特提斯洋形成后应该不会在如此短的时间内洋壳就向南俯冲上百公里的距离形成开阔的弧后盆地,而为班怒洋一个分支的话则不应该存在至少 11 Ma 的时间差,因此,永珠—纳木错蛇绿岩带为班怒特提斯洋壳南向俯冲形成弧后盆地的遗存和班怒缝合带一个分支的解释可能也不太合适。而且,近年来随着地质资料的积累,也有学者提出永珠—纳木错特提斯洋为萌芽期洋盆的认识(Zeng Yunchuan et al., 2018),因此,推测狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带为一个独立新生洋盆关闭后遗存的可能性较大。本文舍所硅质岩所在地出露有蛇纹石化橄榄岩、席状辉长岩和辉绿岩、枕状玄武岩和放射虫硅质岩等相对完整的蛇绿混杂岩(图 1c,图 2),以及舍所可能形成于距洋脊中央裂谷不小于 120 km 的热水成因硅质岩、沉积于受洋中脊热液羽流影响范围边缘的大洋盆地受热液影响生物成因硅质岩和沉积于大洋板块俯冲消减阶段相对靠近大洋盆地端的大陆边缘弧正常生物成因硅质岩的发现,说明该处大洋有相对完整的大洋系统,可能舍所段的中特提斯洋盆宽度已达千余公里,该洋盆已相对成熟开阔。鉴于舍所辉绿岩侵入辉长岩,辉绿岩与玄武岩为渐变接触,硅质岩产于玄武岩内(图 2),显示舍所辉长岩形成早于玄武岩,硅质岩晚于玄武岩,年代学研究发现舍所蛇绿混杂岩内辉长岩的锆石 U-Pb 成岩年龄为 178~150 Ma 的中侏罗世(王永胜等,2005;刘振宇等,2015;Zhong Yun et al., 2015; Zeng Yunchuan et al., 2018),玄武岩在其后形成,则推测舍所硅质岩最早在晚侏罗世沉积的可能较大;

结合狮泉河—纳木错中特提斯洋放射虫硅质岩中—晚侏罗世至早白垩世穿时沉积的实际(王永胜等,2003;朱志勇,2004;谢国刚,2004;唐峰林等,2004;Baxter et al., 2009;徐梦婧等,2014;王保弟等,2020),以及与舍所邻近发现上覆于永珠—纳木错蛇绿岩之上的日拉组下部索尔碎屑岩内放射虫为晚侏罗世—早白垩世(曲永贵等,2003b),推测舍所硅质岩可能沉积于晚侏罗世—早白垩世。综合以上,推测在晚侏罗世—早白垩世狮泉河—纳木错中特提斯洋的舍所段有完整的洋中脊—大洋盆地—大陆边缘体系,洋盆相对成熟开阔,狮泉河—纳木错中特提斯洋可能为比班公湖—怒江中特提斯洋略晚形成的新生大洋。

5 结论

通过对舍所硅质岩的岩石学和地球化学研究,得出以下结论:

(1)舍所硅质岩出露于枕状玄武岩之上,紫红色、红色,有富含放射虫硅质岩、互层含放射虫硅质岩和极少含放射虫硅质岩 3 个类型。

(2)舍所硅质岩的地球化学特征显示有形成于距洋脊中央裂谷不小于 120 km 的洋中脊范围热水成因为主的硅质岩,可能为沉积于洋中脊与大洋盆地交界处;沉积于受洋中脊热液羽流影响范围边缘的大洋盆地受热水活动影响生物成因硅质岩和在大洋板块俯冲消减阶段相对靠近大洋盆地端沉积的大陆边缘正常生物成因硅质岩;它们随着洋壳的扩张,可能为在晚侏罗世—早白垩世分阶段沉积;后期拉萨地块短缩,以及青藏高原持续挤压隆升等地质构造活动导致它们现今在有限范围内出露。

(3)结合狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的研究认识、舍所硅质岩的成因和沉积环境分析,推测在晚侏罗世—早白垩世狮泉河—纳木错中特提斯洋的舍所段已有完整的洋中脊—大洋盆地—大陆边缘体系,洋盆相对成熟开阔,狮泉河—纳木错中特提斯洋可能为比班公湖—怒江中特提斯洋略晚形成的独立新生大洋。

致谢:对戚学祥研究员、陈松永助理研究员的帮助、指导,以及审稿专家的宝贵意见一并致以衷心感谢!

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a

“#” is in Chinese without English abstract)

- 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: 化学生命科学地球, 25(1): 93~100.
- 冯彩霞, 刘家军. 2001. 硅质岩的研究现状及其成矿意义. 世界地质, 20(2): 119~123.
- 冯彩霞. 2011. 班公湖—怒江缝合带西段改则硅质岩地球化学及沉积环境. 矿床地质, 30(5): 773~786.
- 耿全如, 潘桂棠, 王立全, 彭智敏, 张璋. 2011. 班公湖—怒江带、羌塘地块特提斯演化与成矿地质背景. 地质通报, 30(8): 1261~1274.
- 和钟焯, 杨德明, 王天武. 2006. 西藏嘉黎断裂带凯蒙蛇绿岩的年代学、地球化学特征及大地构造意义. 岩石学报, 22(2): 653~660.
- 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.
- 黄强大, 李建峰, 夏斌, 殷征欣, 郑浩, 石晓龙, 胡西冲. 2015. 西藏班公湖—怒江缝合带中段江错蛇绿岩岩石学、地球化学、年代学及地质意义. 地球科学, 40(1): 34~48.
- 胡成祖. 1990. 狮泉河—古昌—永珠蛇绿岩带特征及其地质意义. 成都理工大学学报: 自然科学版, (1): 23~30.
- 胡修棉, 安慰, Eduardo GARZANTI, 刘群. 2020. 碰撞造山带海沟盆地的识别—以雅鲁藏布缝合带为例. 50(12): 1893~1905.
- 雷传扬, 唐菊兴, 尹显科, 宋扬, 李威, 袁华云. 2022. 狮泉河—纳木错特提斯洋盆的俯冲极性: 岛弧岩浆岩年代学和岩石地球化学证据. 地质学报, 96(3): 918~941.
- 黎彤. 1987. 地壳元素丰度的若干统计特征. 地质与勘探, 28(10): 1~7.
- 刘振宇, 贾海明, 黄维平, 王春阳, 赵华伟, 王永胜. 2015. 西藏1: 5万班戈县西南地区四幅区调成果与展望. 中国地质调查, 2(7): 8~12.
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 朱弟成, 王立全, 李光明, 赵志丹, 耿全如, 廖忠礼. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 22(3): 521~533.
- 钱鑫, 冯庆来, 王岳军. 2016. 老挝西北部琅勃拉邦构造带放射虫硅质岩及其构造意义. 地学前缘, 23(6): 287~298.
- 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 李廷栋, 肖庆辉, 郭铁鹰, 蔡志勇, 李国良, 黄圭成, 孟祥金. 2005. 青藏高原西部蛇绿岩类型: 岩石学与地球化学证据. 地学前缘, 12(2): 277~291.
- 曲永贵, 王永胜, 段建祥. 2003a. 中华人民共和国区域地质调查报告多巴区幅 1:250000. 吉林地质调查院.
- 曲永贵, 张树岐, 郑春子, 王永胜, 吕鹏, 王洪双, 李学斌, 李庆武. 2003b. 西藏北部永珠蛇绿岩带晚侏罗世—早白垩世日拉组索尔碎屑岩及生物群特征. 地质通报, 22(12): 959~963.
- 唐峰林, 黄建村, 罗小川, 黄传冠. 2004. 藏北阿索构造混杂岩的发现及其地质意义. 东华理工学院学报, 27(3): 245~250.
- 王保弟, 徐继峰, 曾庆高, 康志强, 陈建林, 董彦辉. 2007. 西藏改则地区拉果错蛇绿岩地球化学特征及成因. 岩石学报, 23(6): 1521~1530.
- 王保弟, 刘函, 王立全, 贺娟, 王冬兵, 李奋其, 吴喆. 2020. 青藏高原狮泉河—拉果错—永珠—嘉黎蛇绿混杂岩带时空结构与构造演化. 地球科学, 45(8): 2764~2784.
- 王永胜, 曲永贵, 吕鹏, 王忠恒, 张树岐. 2003. 西藏永珠蛇绿岩带地质特征. 吉林地质, 22(2): 1~14.
- 王永胜, 曲永贵, 王忠恒, 郑春子, 谢元和, 孙忠刚, 张宁克. 2005. 藏北永珠席状岩墙群的发现——海底扩张的证据. 地质通报, 24(12): 1150~1156.
- 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.
- 吴珍汉, 叶培盛, 胡道功, 刘琦胜. 2003. 拉萨地块北部逆冲推覆构造系统. 地质论评, 49(1): 74~80.
- 肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科技出版社, 123~134.
- 夏斌, 徐力峰, 韦振权, 张玉泉, 王冉, 李建峰, 王彦斌. 2008. 西藏东巧蛇绿岩中辉长石 SHRIMP 定年及其地质意义. 地质学报, 82(4): 528~531.
- 谢国刚. 2004. 西藏冈底斯—拉萨陆块中部构造格局及地质演化. 导师: 李德威, 黄水保. 北京: 中国地质大学工程硕士学位论文: 1~32.
- 徐备, 王志伟, 张立扬, 王智慧, 杨振宇, 贺跃. 2018. 兴蒙陆内造山带. 岩石学报, 34(10): 2819~2844.
- 徐梦婧, 李才, 吴彦旺, 解超明. 2014. 西藏果芒错蛇绿混杂岩中硅质岩的地球化学特征及其形成环境. 地质通报, 33(7): 1061~1066.
- 徐梦婧, 赵佩云, 兰锐, 吴彦旺, 肖雪, 张金博. 2020. 狮泉河—永珠—嘉黎构造带中西段硅质岩地球化学特征及其沉积环境. 地学前缘, 27(3): 182~190.
- 闫金禹, 熊发挥, 徐向珍, 张承杰, 卢雨潇, 何兰芳, 王天泽, 杨经绥. 2022. 西藏班公湖—怒江缝合带中段切里湖豆荚状洛铁矿地球化学特征及构造意义. 地质学报, 96(12): 4294~4311.
- 杨日红, 李才, 迟效国, 王天武. 2003. 西藏永珠—纳木错蛇绿岩地球化学特征及其构造环境初探. 现代地质, 17(1): 14~19.
- 叶培盛, 吴珍汉, 胡道功, 江万, 杨欣德. 2004. 西藏纳木错西岸蛇绿岩的地球化学特征及其形成环境. 现代地质, 18(2): 237~243.
- 曾孝文. 2022. 西藏狮泉河—纳木错蛇绿混杂岩带的构造属性—对中特提斯洋演化的制约. 导师: 刘正宏. 长春: 吉林大学博士学位论文: 1~302.
- 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.
- 张立扬. 2023. 硅质岩的成因与沉积环境及其在重建洋板块地层中的应用. 地球科学进展, 38(5): 453~469.
- 张玉修, 张开均, 黎兵, 汪洋, 魏庆国, 唐显春. 2007. 西藏改则南拉果错蛇绿岩中斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其成因研究. 科学通报, 52(1): 100~106.
- 郑有业, 许荣科, 马国桃, 高顺宝, 张刚阳, 马新民, 茨邛. 2006. 锆石 SHRIMP 测年对狮泉河蛇绿岩形成和俯冲的时间约束. 岩石学报, 22(4): 895~904.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 廖忠礼, 赵志丹, 董国臣, 周长勇. 2006a. 冈底斯中北部晚侏罗世—早白垩世地球动力学环境: 火山岩约束. 岩石学报, 22(3): 534~546.
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 王立全, 赵志丹, 廖忠礼, 耿全如, 董国臣. 2006b. 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.
- 朱弟成, 潘桂棠, 王立全, 莫宣学, 赵志丹, 周长勇, 廖忠礼, 董国臣, 袁四化. 2008. 西藏冈底斯带中生代岩浆岩的时空分布和相关问题的讨论. 地质通报, 27(9): 1535~1550.
- 朱志勇. 2004. 西藏永珠—纳木错蛇绿岩地球化学特征及其构造环境. 导师: 李才. 长春: 吉林大学硕士学位论文: 1~55.
- Adachi M, Yamamoto K, Suigiski R. 1986. Hydrot hermal chert anti associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance an indication of ocean ridge activity. Sedimentary Geology, 47(1/2): 125~148.
- Ackerman L, Zak J, Kachlik V, Pasava J, Zak K, Pak A, Veselovsky

- F, Strand L. 2023. The significance of cherts as markers of Ocean Plate Stratigraphy and paleoenvironmental conditions; New insights from the Neoproterozoic—Cambrian Blovice accretionary wedge, Bohemian Massf. *Geoscience Frontiers*, 14: 1~19.
- Armstrong H A, Owen A W, Floyd J D. 1999. Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae ophiolite and Leadhills Imbricate zone, southern Scotland; Implications for origin and significance to the Caledonian orogeny. *Journal of the Geological Society*, 156(3): 549~560.
- Baxter A T, Aitchison J C, Zybrev S V. 2009. Radiolarian age constraints on Mesothethyan ocean evolution, and their implications for development of the Bangong—Nujiang suture, Tibet. *Journal of Geological Society*, 166(4): 689~694.
- Bostrom K, Kraaemer T, Gartner S. 1973. Provenance and accretion rates of opaline silica, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments. *Chemical Geology*, 11: 132~148.
- Chen Weiwei, Yang Tianshui, Zhang Shihong, Yang Zhenyu, Li Haiyan, Wu Huaichun, Zhang Junhong, Ma Yiming, Cai Fulong. 2012. Paleomagnetic results from the Early Cretaceous Zenong group volcanic rocks, Cuoqin, Tibet, and their Paleogeographic implications. *Gondwana Research*, 22(2): 461~469.
- Condie K C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust; Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1~4): 1~37.
- Ding Lin, Zhong Dalai. 1995#. The rare earth elements and cerium anomaly characteristics of siliceous rocks of Paleo-Tethy Ocean in Changning—Menglian belt in western Yunnan. *Science in China (Series B)*, 25(1): 93~100.
- Feng Caixia, Liu Jiajun. 2001&. The investive actuslity and mineralization significance of cherts. *World Geology*, 20(2): 119~123.
- 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.
- Fitzsimmons J N, John S G, Marsay C M, Hoffman C L, Nicholas S L. 2017. Iron persistence in a distal hydrothermal plume supported by dissolved-particulate exchange. *Nature Geoscience*, 10(3): 195~201.
- Garbún G, Martinez M, Marquez G, Rey O, Escobar M, Esquinas N. 2017. Geochemical signatures of bedded cherts of the upper La Luna formation in Tachira State, western Venezuela; assessing material provenance and paleodepositional setting. *Sedimentary Geology*, 347: 130~147.
- Gartman N A, Findlay A. 2020. Impacts of hydrothermal plume processes on oceanic metal cycle and transport. *Nature Geoscience*, 13(396): 396~402.
- Geng Quanru, Pan Guitang, Wang Liqian, Peng Zhimin, Zhang Zhang. 2011&. Tethyan evolution and metallogenic geological backfround of the Bangong Co—Nujiang belt and the Qiangtang massif in Tibet. *Geological Bulletin of China*, 30(8): 1261~1274.
- Girty G H, Hanson A D, Knaack C, Johnson D. 1994. Provenance determined by REE, Th, and Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave roof pendant, central Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 64(1b): 68~73.
- 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.
- Coward M P, Kidd W S F, Pan Yun, Shackleton R M, Zhang Hu. 1988. The structure of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 327(1594): 307~336.
- Gromet L P, Haskin L A, Korotev R L, Dymek R F. 1984. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469~2482.
- Hayashi K I, Fujiaswa H, Holland H D, Ohmoto H. 1997. Geochemistry of ~ 1.9Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4115~4137.
- He Zhonghua, Yang Deming, Wang Tianwu. 2006&. Age, Geochemistry and its significance of Kaimeng ophiolites in Jiali fault belt, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 22(2): 653~660.
- Herzig P M. 1988. Hydrothermal silica chimney fielding the Oalapagos 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 ophillite in southwestern Tibet. *Geology in China*, 37(1): 101~109.
- Huang Hu, Du Yuansheng, Huang Zhiqiang, Yang Jianghai, Huang Hongwei, Xie Chunxia, Hu Lisha. 2013. Depositional chemistry of chert during late Paleozoic from western Gangxi and its implication for the tectonic evolution of the Youjiang Basin. *Science China: Earth Sciences*, 56(3): 479~493.
- Huang Qiangtai, Lin Jianfeng, Xia Bin, Yin Zhengxin, Zheng Hao, Shi Xiaolong, Hu Xichong. 2015&. Petrology, geochemistry, chronology and geological significance of Jiang Tso ophillite in Middle segment of Bangonghu—Nujiang suture zone, Tibet. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 40(1): 34~48.
- Hu Chengzu. 1990&. Characteristics of Shiquanhe—Guchang ophiolite belt and its geologic significance. *Journal of Chengdu College of Geology*, 1990(1): 23~30.
- Hu Xiumian, An Wei, Eduardo G, Liu Qun. 2020&. Recognition of trench basins in collisional orogens; Insights from the Yarlung Zangbo suture zone in southern Tibet. *Science China Earth Sciences*, 50(12): 1893~1905.
- Josip H, Vesan M, Spela G. 2005. Jurassic radiolarian cherts in north-western Croatia; geochemisiry, material provenance and depositional environment. *Geologica Carpathica*, 56(2): 123~136.
- Kapp P, Murphy M A, Yin A, Mark H T., Ding Lin, Guo Jinghu. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of Western Tibet. *Tectonics*, 22(4): 313~324.
- Kemkin I V, Kemkina R A. 2020. Comparative geochemical study of the cherty rocks of the Taukha terrane (Sikhote—Alin) and its paleogeodynamic significance. *Acta Geochim*, 39(4): 539~560.
- Lei Chuanyang, Tang Juxing, Yin Xianke, Song Yang, Li Wei, Yuan Huayun. 2022&. Subduction polarity of Shiquanhe—Namco Tethys ocean basin; evidence from geochronology and geochemistry of island arc magmatic rocks. *Acta Geologica Sinica*, 96(3): 918~941.
- Li Tong. 1992&. The statistical characteristics of the abundance of chemical elements in the earthe’s crust. *Geology and Prospecting*, 28(10): 1~7.
- Liu Tong, Zhai Qingguo, Wang Jun, Bao Peisheng, Qiangbazhaxi, Tang Suohan, Tang Yue. 2016. Tectonic significance of the Dongqiao

- ophiolite in the north—central Tibetan plateau: Evidence from zircon dating, petrological, geochemical and Sr—Nd—Hf isotopic characterization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116: 139~154.
- Liu Zhenyu, Jia Haiming, Huang Weiping, Wang Chunyang, Zhao Huawei, Wang Yongsheng. 2015. Achievement and prospects of four 1:50000 regional geological survey projects in southwest Bangor county, Tibet. *Geological Survey of China*, 2(7): 8~12.
- Maruyama S, Kawai T, Windley B. 2010. Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogeny: the Mona Complex, Anglesey—Lleyn, Walse, UK. *Geological Society London Special Publications*, 338: 55~75.
- Montgomery H, Kerr A C. 2009. Rethinking the origins of the red chert at La Désirade, French West Indies. *Geological Society London Special Publications*, 328(1): 457~467.
- Murphy M A, Yin A, Harridon T M, Dürr S B, Chen Z, Ryerson F J, Kidd W S F, Wang X, Zhou X. 1997. Did the Indo—Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, 25(8): 719.
- Murray R W, Buchholtz T B M R, Jones D L, Gerlach D C, Russ G P. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18(3): 268~271.
- Murray R W, Buchholtz T B M R, Gerlach D C, Russ G P, Jones D L. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(7): 1875~1895.
- Murray R W, Buchholtz T B M R, Gerlach D C, Russ G P, Jones D L. 1992. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: A sssessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7): 2657~2671.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90(3~4): 213~232.
- Pan Guitang, Mo Xuanxue, Hou Zengqian, Zhu Dicheng, Wang Liqian, Li Guangming, Zhao Zhidan, Geng Quanru, Liao Zhongli. 2006. Spatial—temporal framework of the Gangdese Orogenic Belt and its evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 521~533.
- Qian Xin, Feng Qinglai, Wang Yuejun. 2016. Radiolarian cherts from the Luang Prabang tectonic zone in NW Laos and their tectonic implications. *Earth Science Frontiers*, 23(6): 287~298.
- Qiu Ruizhao, Deng Jinfu, Zhou SU, Li Tingdong, Xiao Qinghui, Guo Tieying, Cai Zhiyong, Li Guoliang, Huang Guicheng, Meng Xiangjin. 2005. Ophiolite types in western Qinghai—Tibetan Plateau—Evidence from petrology and geochemistry. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 277~291.
- Qu Yonggui, Wang Yongsheng, Duan Jianxiang. 2003#. The 1:250000 regional geological survey report of Duoba district, Tibet, The People's Republic of China. Changchun: Jinlin Geological Survey Institute.
- Qu Yonggui, Zhang Shuqi, Zheng Chunzi, Wang Yongsheng. 2003. The Late Jurassic—Early Cretaceous Rila formation, Rila formation Suor elastic rocks and characteristics of biotas in the Yunzhug ophiolite belt, northern Tibet. *Geological Bulletin of China*, 22(12): 959~963.
- Rona P A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust. *Economic Geology*, 73(2): 135~160.
- Sugisaki R, Yamamoto K, Adachi M. 1982. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 298(5875): 644~647.
- 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 Fenglin, Huang Jianchun, Luo Xiaochuan, Huang Chuanguan. 2004. The discovery and significance of the Asuo structural mélanges in North Tibet. *Journal of East China Institute of Technology*, 27(3): 245~250.
- Wang Baodi, Liu Han, Wang Liqian, He Juan, Wang Dongbing, Li Fenqi, Wu Zhe. 2020. Spatial—temporal framework of Shiquanhe—Laguoco—Yongzhu—Jiali ophiolite mélange zone, Qinghai—Tibet plateau and its tectonic evolution. *Earth Science*, 45(8): 2764~2784.
- Wang Baodi, Wang Liqian, Chung Sunlin, Chen Jianlin, Yin Fuguang, Liu Han, Li Xiaobo, Chen Linggang. 2016. Evolution of Bangong—Nujiang Tethyan ocean: Insights from the geochronology and geochemistry of mafic rocks within ophiolites. *Lithos*, 245: 18~33.
- Wang Baodi, Xu Jifeng, Zeng Qinggao, Kang Zhiqiang, Chen Jianlin, Dong Yanhui. 2007. Geochemistry and genesis of Lhaguco Tso ophiolite in south of Gerze area, center Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1521~1530.
- Wang Weiliang, Ichison J C, Lo Chinghua, Zeng Qinggao. 2008. Geochemistry and geochronology of the amphibolite blocks in ophiolitic mélanges along Bangong—Nujiang suture, central Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 122~138.
- Wang Yongsheng, Qu Yonggui, Lü Peng, Wang Zhongheng, Zhang Shuqi. 2003. The geologic features of ophiolite zone in the Yongzhu area, Tibet. *Jilin Geology*, 22(2): 1~14.
- Wang Yongsheng, Qu Yonggui, Wang Zhongheng, Zheng Chunzi, Xie Yuanhe, Sun Zhonggang, Zhang Ningke. 2005. Discovery of the Yunzhug sheeted dike swarm in northern Tibet, China—Evidence for seafloor spreading. *Geological Bulletin of China*, 24(12): 1150~1156.
- Wei Shaogang, Song Yang, Tang Juxing, Hou Lin, He Wen, Wang Qin, Lin Bin, Miao Yu, Danzeng 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.
- Wu Zhenhan, Ye Peisheng, Hu Daogong, Liu Qisheng. 2003. Thrust system of the north Lhasa block. *Geological Review*, 49(1): 74~80.
- Xia Bin, Xu Lifeng, Wei Zhenquan, Zhang Yuquan, Wang Ran, Li Jianfeng, Wang Yanbin. 2008. SHRIMP zircon dating of gabbro from the Dongqiao ophiolite in Tibet and its geological implications. *Acta Geologica Sinica*, 82(4): 528~531.
- Xiao Xuchang, Li Tingdong. 2000#. The Tectonic Evolution and Uplift Mechanism of The Tibet Plateau. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press: 123~134.
- Xie Guogang. 2004. Geotectonic Pattern and Geological Evolution of The Gandise—Lasha Landmass in Tibet. Supervisor: Li Dewei and Huang Shuibao. Beijing: A Dissertation Submitted to China University of Geosciences for the Degree of Master of Engineering, 1~32.
- Xu Bei, Wang Zhiwei, Zhang Liyang, Wang Zhihui, Yang Zhenning, HE Yue. 2018. The Xing—Meng intracontinent orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 34(10): 2819~2844.

- Xu Mengjing, Li Cai, Wu Yanwang, Xie Chaoming. 2014&. Geochemical characteristics and sedimentary environments of siliceous rocks in Guomang Co ophiolitic mélange of Tibet. *Geological Bulletin of China*, 33(7): 1061~1066.
- Xu Mengjing, Li Cai, Zhang Xingzhou, Wu Yanwang. 2014. Nature and evolution of the Neo-Tethys in central Tibet: Synthesis of ophiolitic petrology, geochemistry, and geochronology. *International Geology Review*, 56(9): 1072~1096.
- Xu Mengjing, Zhao Peiyun, Lan Rui, Wu Yanwang, Xiao Xue, Zhang Jinbo. 2020&. Geochemical characteristics and sedimentary environments of siliceous in the middle and western parts of the Shequanhe—Yongzhu—Jiali tectonic belt. *Earth Sciences Frontiers*, 27(3): 182~190.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terrans. *Sedimentary Geology*, 52(1/2): 65~108
- Yan Jinyu, Xiong Fahui, Xu Xiangzhen, Zhang Chengjie, Lu Yuxiao, He Lanfang, Wang Tianze, Yang Jingsui. 2022&. Geochemical characteristics and tectonic significance of podiform chromitite in the Qielihu in the middle segment of the Bangong—Nujiang suture, Tibet. *Geologica Sinica*, 96(12): 4219~4311.
- Yang Rihong, Li Cai, Chi Xiaoguo, Wang Tianwu. 2003&. The primary study of geochemical characteristics and tectonic setting of ophiolite in Yongzhu—Namuhu, Tibet. *Geoscience*, 17(1): 14~19.
- Ye Peisheng, Wu Zhenhan, Hu Daogong, Jiang Wan, Yang Xinde. 2004&. Geochemistry and tectonic setting of ophiolites in west of Namuco lake, Tibet. *Geoscience*, 18(2): 237~243.
- Zeng Xiaowen. 2022&. Tectonic affinity of the Shiquanhe—Namco ophiolitic mélange zone in Tibet: Constraints on the tectonic evolution of the Meso-Tethys Ocean. Supervisor: Liu Changhong. Changchun: Doctoral Dissertation of Jilin University, 1~302.
- Zeng Yunchuan, Xu Jifeng, Chen Jianlin, Wang Baodi, Kang Zhiqiang, Huang feng. 2018. Geochronological and geochemical constraint on the origin of the Yunzhug ophiolite in the Shiquanhe—Yunzhug—NamuTso ophiolite belt, Lhasa Terrane, Tibetan Plateau. *Lithos*, 300~301(2018): 250~260.
- Zhang Kaijun, Xia Bangdong, Wang Guanmin, Li Yongtie, Ye Hefei. 2004. Early Cretaceous stratigraphy, depositional environments, sandstone provenance, and tectonic setting of central Tibet, Western China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9): 1202~1222.
- Zhang Limin, Li Yongjun, Xiang Kumpeng, Sun Yong, Wang Junnian. 2016&. Geochemical characteristics and depositional environment of the silicalite from the Darbut Ophiolitic mélange zone in North Xinjiang. *Northwestern Geology*, 49(2): 70~83.
- Zhang Liyang. 2023&. Origin and depositional environment of cherts and their application in reconstructing ocean plate stratigraphy. *Advances in Earth Science*, 38(5): 453~469.
- Zhang Yuxiu, Zhang Kaijun, Li Bing, Wang Yang, Wei Qingguo, Tang Xianchun. 2007#. SHRIMP zircon U-Pb geochronology and genesis of plagiogranite in Laguoco ophiolite, Gaize, Tibet. *Science Bulletin*, 52(1): 100~106.
- Zheng Youye, Xu Rongke, Ma Guotao, Gao Shunbao, Zhang Gangyang, Ma Xinmin, Ci Qiong. 2006&. Ages of generation and subduction of Shiquan river ophiolite: Restriction from SHRIMP zircon dating. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 895~904.
- Zhong Yun, Xia Bin, Liu Weiliang, Zheng Xinyin, Xi Chonghu, Wei Huang. 2015. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of the Jurassic Namco—Renco ophiolites, Tibet. *International Geology Review*, 57: 508~528.
- Zhu Dicheng, Pan Guitang, Mo Xuanxue, Wang Liquan, Liao Zhongli, Zhao Zhidan, Dong Guochen, Zhou Changyong. 2006a&. Late Jurassic—Early Cretaceous geodynamic setting in middle—northern Gangdese: New insights from volcanic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 534~546.
- Zhu Dicheng, Pan Guitang, Mo Xuanxue, Wang Liquan, Zhao Zhidan, Liao Zhongli, Geng Quanru, Dong Guochen. 2006b&. Identification for the Mesozoic OIB-type basalts in central Qinghai—Tibetan plateau: Geochronology, Geochemistry and their tectonic setting. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1312~1328.
- Zhu Dicheng, Pan Guitang, Wang Liquan, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Zhou Changyong, Liao Zhongli, Dong Guochen, Yuan Sihua. 2008&. Tempo—spatial variations of Mesozoic magmatic rocks in the Gangdise belt, Tibet, China, with a discussion of geodynamic setting-related issues. *Geological Bulletin of China*, 27(9): 1535~1550.
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, Mo Xuanxue, Chung Sunlin, Hou Zengqian, Wang Liqiang, Wu Fuyuan. 2011. The Lhasa Terrane: Record of amicrocontinent and its histories of drift and growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301: 241~255.
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, Dilek Y, Hou Zengqian, Mo Xuanxue. 2013. The origin and Pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 23(4): 1429~1454.
- Zhu Zhiyong. 2004&. The geochemical characteristics and tectonic setting about ophiolite in Yongzhu—Namuco, Tibet plateau. Supervisor: Li Cai. Changchun: Master Dissertation of Jilin University: 1~55.

Geochemical characteristics and sedimentary environment of Shesuo siliceous rocks in the middle—east segment of the Shiquanhe—Nam Lake ophiolitic mélange Zone, Xizang (Tibet)

ZHANG Shiqi, WANG Jianke, HE Chengguang, ZHAI Wenjian, HUANG Danfeng

Henan Academy of Geology, Zhengzhou, 450016

Objectives: The Shesuo ophiolitic mélange is located in the middle—east segment of the Shiquanhe—Nam Lake (Nam Co) ophiolitic mélange zone, Xizang (Tibet). In order to clarify the petrogenesis, sedimentary

environment and understand its geological significance of the siliceous rocks in the Shesuo ophiolitic mélange. Furthermore, attempt to explore the tectonic attributes of the Shiquanhe—Nam Lake ophiolitic mélange zone.

Methods: In this paper, research on the siliceous rocks from the Shesuo ophiolitic mélange, including field work, petrology, as well as major- and trace-element analysis. Moreover, the petrogenesis and sedimentary environments of these siliceous rocks have also been discussed.

Results: The Shesuo siliceous rocks are exposed on the top of basalt, is purplish red or red color. The Shesuo siliceous rocks consist of three types: rich radiolarian siliceous rocks, interbedded radiolarian siliceous rocks, and rare radiolarian siliceous rocks. The geochemical characteristics of the rich radiolarian siliceous rocks reveal that they were biogenic siliceous rocks deposited at the continental margin which more farther from mainland in the subduction and reduction stage of the oceanic plate. interbedded radiolarian siliceous rock show that they were biogenic siliceous rock affected by the mid-oceanic ridge marginal hydrothermal plume, and were deposited in the oceanic basin. Rare radiolarian siliceous rocks reveal that it was hydrothermal siliceous rocks may be deposited in the marginal area of the mid-oceanic ridge, far from the central rift valley. These siliceous rocks should have been deposited in different stages during the late Jurassic to early Cretaceous with the expansion of the oceanic crust. The subsequent geological structural activities such as the shortening of the Lhasa terrane, and the Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau continuous uplift lead to the Shesuo siliceous rocks exposure within a limited area at present.

Conclusions: Based on the research result of the Shiquanhe—Nam Lake ophiolitic mélange zone, in this paper, we speculated that the Shesuo Meso-Tethy Ocean which located at the middle—east segment of the Shiquanhe—Nam Lake Meso-Tethys Ocean was already has complete mid-oceanic ridge—oceanic basin—continental margin system, and the oceanic basin was mature and expansive relatively. It may be indicated that the Shiquanhe—Nam Lake Meso-Tethys Ocean was an independent and new formed ocean that emerged slightly later than the Bangongco—Nujiang Meso-Tethys Ocean.

Keywords: siliceous rock; Shiquanhe; Nam Lake; Nam Co; ophiolitic mélange zone; geochemical characteristics; sedimentary environment; Xizang (Tibet)

Acknowledgements: This work was supported by the China Geological Survey Foundation (No. 1212011020000150005-07); the Henan Academy of Geology Foundation (Nos. 2024-909-XM05, 2024-909-XM04)

First author: ZHANG Shiqi, male, born in 1982, engineer, mainly engaged in the geology and minerals; Email: zhangshiqi0396@163.com

Manuscript received on: 2025-07-08; Accepted on: 2025-11-26; Published online on: 2026-01-20

Doi: 10.16509/j.georeview.2026.01.002

Edited by: LI Ming, ZHANG Yuxu

