

拉萨地块南缘大竹卡组富铯硅质角砾岩的发现 及其地质意义^{*}

贾 敏¹, 谢富伟^{1**}, 白 云², 徐煜昕¹, 邱泽航¹, 韩警锐¹

(1 成都理工大学 地球科学学院, 四川成都 610059; 2 四川水利职业技术学院, 四川成都 611231)

摘要 大竹卡组是分布在拉萨地块南缘的一套陆相磨拉石沉积, 研究程度较低。文章以该套地层中新发现的富铯硅质角砾岩为研究对象, 开展了镜下鉴定、全岩 Sr-Nd 同位素、主微量元素地球化学以及角砾中挑选出的岩浆锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年和 Lu-Hf 分析。研究结果显示, 大竹卡组硅质角砾岩中岩浆锆石的形成时代为 $(54.92 \pm 0.75)\text{Ma}$, 与帕那组年龄相近证实始新世岩浆作用产物可能为大竹卡组提供了部分物源。锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 7.71~10.17, 全岩 Sr-Nd 同位素与林子宗群火山岩相似, 但其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 明显区别于区域以上地壳来源为主的铯硅华矿床。Fe-Mn-Al、Cr-Zr、 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 、 $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ 等图解皆显示大竹卡组硅质角砾岩为热液交代成因。综上所述, 文章认为大竹卡组富铯硅质角砾岩原岩可能为碰撞造山初期形成的火山碎屑岩, 该套火山碎屑岩在大竹卡组沉积之前, 经历了富铯、富硅的热液流体交代事件。文章发现了拉萨地块南缘早于中新世的富铯硅质角砾岩, 证实了在印度—欧亚大陆碰撞造山过程中发生了铯的富集, 并可能是现代铯硅华矿床的潜在物质源区。这些富铯硅质角砾岩数量多、铯含量高, 具有一定的铯矿找矿潜力。

关键词 大竹卡组; 铯矿; 硅质角砾岩; 拉萨地块南缘; 西藏

中图分类号:P588.21^{2.5}; P618.84

文献标志码:A

Discovery of cesium-rich siliceous breccia in Dazhuka Formation at southern margin of Lhasa Block and its geological significance

JIA Min¹, XIE FuWei¹, BAI Yun², XU YuXin¹, QIU ZeHang¹ and HAN JingRui¹

(1 College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2 Sichuan Water Conservancy Vocational and Technical College, Chengdu 611231, Sichuan, China)

Abstract

The Dazhuka Formation is a set of continental molasse deposits distributed in the southern margin of Lhasa Block, which has been poorly studied. In this paper, the new cesium-rich siliceous breccia found in the Dazhuka Formation is studied. The microscopic identification, Sr-Nd isotope, major and trace element geochemistry of the whole rock, LA-ICP-MS U-Pb dating and Lu-Hf analysis of magmatic zircons selected from the breccia are carried out. The results show that the formation age of magmatic zircons in the siliceous breccia of the Dazhuka Formation is $(54.92 \pm 0.75)\text{Ma}$, which confirms that the products of Eocene magmatism provide part of the provenance of the Dazhuka Formation. Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values are between 7.71~10.17 and whole rock Sr-Nd isotopes are similar to those of the Linzizong Group volcanic rocks, but $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ is obviously different from the cesium gey-

* 本文得到国家自然科学青年科学基金(编号:42002082)资助

第一作者简介 贾 敏,男,1999 年生,硕士研究生,地质学专业。Email: 449141787@qq.com

** 通讯作者 谢富伟,男,1990 年生,副教授,硕士研究生导师,主要从事矿床学、矿产资源经济学的教学和研究工作。Email: 493743867@qq.com

收稿日期 2023-05-17; 改回日期 2023-09-07。孟秋熠编辑。

serite deposits with crustal origin in the region. Fe-Mn-Al, Cr-Zr, $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$, $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ and other diagrams show that the siliceous breccia of the Dazhuca Formation is of hydrothermal metasomatism origin. It is concluded that the protolith of the cesium-rich siliceous breccia in the Dazhuca Formation may be pyroclastic rocks formed in the early stage of collision orogenesis, and the pyroclastic rocks underwent a cesium-rich and silica-rich hydrothermal fluid metasomatism event before the deposition of the Dazhuca Formation. The discovery of cesium-rich siliceous breccia in the southern margin of Lhasa Block prior to the Miocene confirms that cesium enrichment occurred during the India-Eurasia continental collision orogeny, and may be a potential source area for modern cesium geyserite deposits. These cesium-rich siliceous breccia are abundant and have high cesium content, which is a new cesium ore prospecting prospect area.

Key words: Dazhuca Formation, cesium ore, siliceous breccia, the southern margin of Lhasa Block, Tibet

铯具有优良的光电特性和强烈的化学活动性,在全球定位卫星、夜视设备中得到广泛应用(黄万抚等,2003;毛景文等,2019),被多个国家列入关键金属清单,同时也是中国的短缺矿种(李建武等,2023)。铯矿床类型主要有花岗岩型、花岗伟晶岩型、岩浆热液型、盐湖型、花岗岩风化壳型、地下卤水型和硅华型(郑绵平等,1995;董普等,2005;陈炳翰等,2023)。中国的铯矿资源主要分布在新疆、江西、湖北、西藏等地,大部分铯矿床形成时代集中在中生代和新生代(陈炳翰等,2023)。

青藏高原热泉分布广泛,地热水活动强烈,形成了众多现代的热泉型铯硅华矿床,如搭格架、谷露等。前人对铯硅华矿床形成时代、矿物组成、结构构造、铯的赋存状态和成因机制等进行了系统研究(赵元艺等,2006a;2006b;2006c;2007;2008;2010;王香桂等,2011)。西藏铯硅华矿床的形成总体可以描述为:在印度—亚洲大陆碰撞的背景下,加上西藏古大湖的泄水所引起地壳减负回弹,使幔源或壳源物质上涌和侵位,从而形成壳内熔融层(李振清等,2005)。由于壳内熔融层的多次活动,开始了较大规模的热水活动和成矿作用,形成了大量硅华。赵元艺(2006c)认为硅华中的铯来自深部地壳熔融层,硅主要来自围岩。然而,这些壳内熔融层何时形成尚无定论,铯硅华矿床铯的来源还有待进一步研究。

最近,笔者团队在拉萨地块南缘大竹卡组中发现了一层富铯硅质角砾岩的层位。本文对该角砾中挑选出来的岩浆锆石开展了LA-ICP-MS U-Pb测年和锆石Hf分析,并结合硅质角砾岩的Sr-Nd同位素地球化学和主、微量元素地球化学研究,探讨了富铯硅质角砾岩的形成时代、成因以及铯的来源,证实了始新世—中新世期间,拉萨地块南缘存在一期富铯岩浆-热水流体的活动,研究成果对西藏铯矿床的成

矿理论及找矿勘探有重要意义。

1 地质背景

研究区大地构造位置位于拉萨地块南缘中段(图1a; Zhu et al., 2013),出露的地层主要为麻木下组、比马组、楚木龙组、塔克那组、昂仁组、秋乌组、大竹卡组和第四系(图1b)。构造主要为近东西向逆断层、北西向-南东向平移断层和北东向-南西向正断层(图1b)。研究区的火山-岩浆活动频繁,侵入岩和火山岩均较为发育。侵入岩有早白垩世闪长岩、晚白垩世黑云母花岗闪长岩、始新世黑云石英二长闪长岩、渐新世黑云母花岗岩和黑云碱长花岗岩。

大竹卡组(E_3N_1d)为沿雅鲁藏布江分布的一套杂色的砂砾岩沉积,总体属滨湖相磨拉石堆积建造(刘宝珺等,1990;林寿洪,2012),其孢粉形成时代为渐新世—中新世(李建国等,2009),与下伏老地层皆呈角度不整合接触(图1b)。本文研究对象硅质角砾岩位于大竹卡组的中上部(图2;朱杰等,2003),地表出露宽度约200 m,厚度约40 m,出露面积约1200 m^2 。

2 样品采集与分析方法

本文研究样品采自拉萨地块南缘谢通门地区大竹卡组(图3a~d),硅质角砾岩多呈浑圆状分布在砂砾岩中,风化面呈黄灰色,新鲜面呈深灰色(图3b~d)。本文所用样品首先在野外地质调查中从砂砾岩中挑选出硅质角砾岩,室内对角砾岩表皮进行切割,以未风化的深灰色硅质角砾岩为研究对象。将新鲜硅质角砾岩进行破碎,采用重液分选挑出锆石单矿物,并制靶、固化后打磨抛光使锆石内部结构暴露,并进行反射光、透射光、阴极发光(CL)照相。

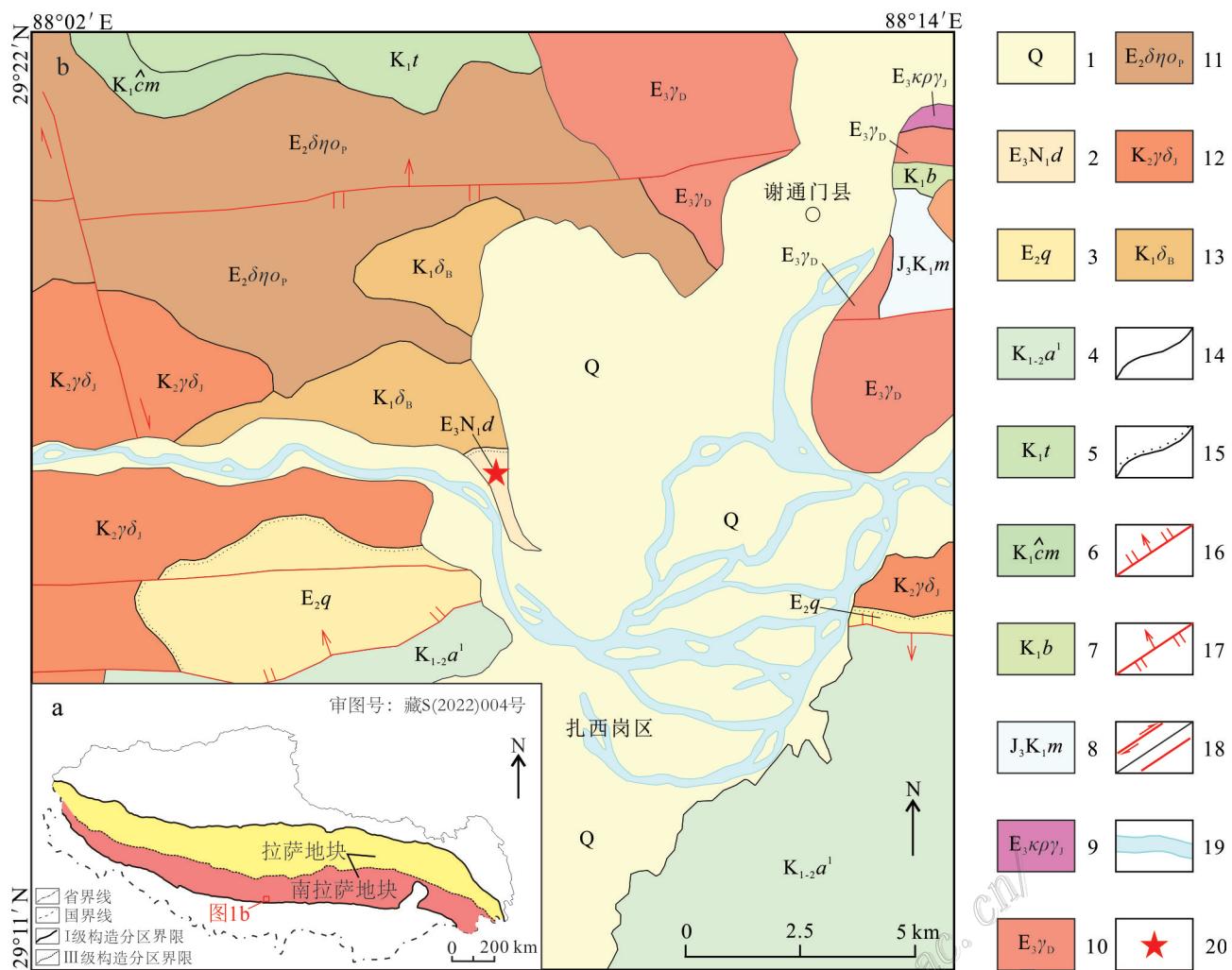


图1 拉萨地块区域构造图(a,修改自Zhu et al., 2013)和拉萨地块南缘大竹卡组富铯硅质角砾岩研究区地质简图(b,修改自朱杰等,2003)

1—第四系;2—大竹卡组;3—秋乌组;4—昂仁组一段;5—塔克那组;6—楚木龙组;7—比马组;8—麻木下组;9—黑云碱长花岗岩;10—黑云母花岗岩;11—黑云石英二长闪长岩;12—黑云母花岗闪长岩;13—闪长岩;14—地质界线;15—不整合地质界线;16—正断层;17—逆断层;18—平移断层及断层;19—河流;20—采样位置

Fig.1 Regional tectonic setting of Lhasa Block (a, modified from Zhu et al., 2013) and geological map of the cesium-rich siliceous breccia research area of the Dazhuka Formation, southern margin of Lhasa Block (b, modified from Zhu et al., 2003)

1—Quaternary; 2—Dazhuka Formation; 3—Qiuwu Formation; 4—The first member of Angren Formation; 5—Takena Formation; 6—Chumulong Formation; 7—Bima Formation; 8—Mamuxia Formation; 9—Biotite alkali feldspar granite; 10—Biotite granite; 11—Biotite quartz monzonite diorite; 12—Biotite granodiorite; 13—Diorite; 14—Geological boundaries; 15—Unconformable geological boundary; 16—Normal fault; 17—Reverse fault; 18—Strike slip fault and fault; 19—River; 20—Sampling location

此外,另一部分样品研磨至200目粉末用于元素和同位素地球化学分析。

锆石U-Pb定年测试在中国地质大学(北京)科学研究院地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。采用Agilent 7500a四极杆(Q)LA-ICP-MS和Neptune多集电极(MC)ICP-MS结合193 nm准分子ArF激光烧蚀系统(GeoLas Plus)同时测定锆石U-Pb年龄。激

光光斑直径为32 μm,频率为8 Hz。以He为载气,Ar为补偿气。采用NIST610玻璃对仪器进行优化。以锆石91500为外标,以锆石GJ1为监测样品。每个点分析时间为100 s,包括大约20 s的背景采集和50 s的样本数据采集;每5次分析之后,会有两次对91500锆石的分析。使用ICP-MS DataCal软件离线处理时间分辨谱(Liu et al., 2010)。使用Isoplot/Ex_ver3进行

地层				地层厚度/m	岩性	采样位置及其 锆石U-Pb年龄/Ma	岩性描述		
界	系	统	组						
新生界 古近系	上统	大竹卡组	49.19	49.19	含泥钙质粉砂岩夹细粒长石英砂岩和 不等粒长石砂岩	★ 54.92±0.75	含泥钙质粉砂岩夹细粒长石英砂岩 粉砂质页岩夹中-细粒长石英砂岩 含泥钙质粉砂岩与砂质粉砂岩互层 含钙泥质粉砂岩夹细粒长石英砂岩 页岩与细粒长石英砂互层 泥质粉砂岩夹凝灰质砂岩 流纹-英安质含火山角砾晶屑凝灰岩 细粒岩屑长石砂岩 粉砂质页岩夹砂质粉砂岩 粉砂质页岩夹细粒长石英砂岩 细粒长石英砂岩与粉砂质页岩、 与含钙砂质粉砂岩互层		
			30.36 176.08 141.45 42.74 26.35 26.62 27.51 67.53 54.21 37.39	30.36 176.08 141.45 42.74 26.35 26.62 27.51 67.53 54.21 37.39	粉砂质页岩夹中-细粒长石英砂岩 含泥钙质粉砂岩与砂质粉砂岩互层 含钙泥质粉砂岩夹细粒长石英砂岩 页岩与细粒长石英砂互层 泥质粉砂岩夹凝灰质砂岩 流纹-英安质含火山角砾晶屑凝灰岩 细粒岩屑长石砂岩 粉砂质页岩夹砂质粉砂岩 粉砂质页岩夹细粒长石英砂岩 细粒长石英砂岩与粉砂质页岩、 与含钙砂质粉砂岩互层				

图2 大竹卡组地层剖面柱状图(据朱杰等,2003 修改)

Fig.2 Stratigraphic column of the Dazhuka Formation(modified from Zhu et al., 2003)

绘制协和年龄曲线图和加权平均计算。

主、微量元素测试在南京聚谱检测科技有限公司完成。先称取部分全岩粉末酸溶消解制成溶液,取一部分适当稀释,以溶液雾化形式送入 Agilent 7700x ICP-MS 测定微量元素;再取一部分适当稀释,以溶液雾化形式送入 Agilent 5110 ICP-OES 测定除 Si 以外的

主量元素(即 Na、Mg、Al、P、K、Ca、Ti、Mn、Fe);再称取部分全岩粉末进行碱溶消解,取一部分适当稀释,以溶液雾化形式送入 Agilent 5110 ICP-OES 测定 Si 元素。微量元素和稀土元素测定采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS),在 Agilent 7700x ICP-MS 仪器上完成,将细碎好的样品用酸溶法制成溶液,然后在等

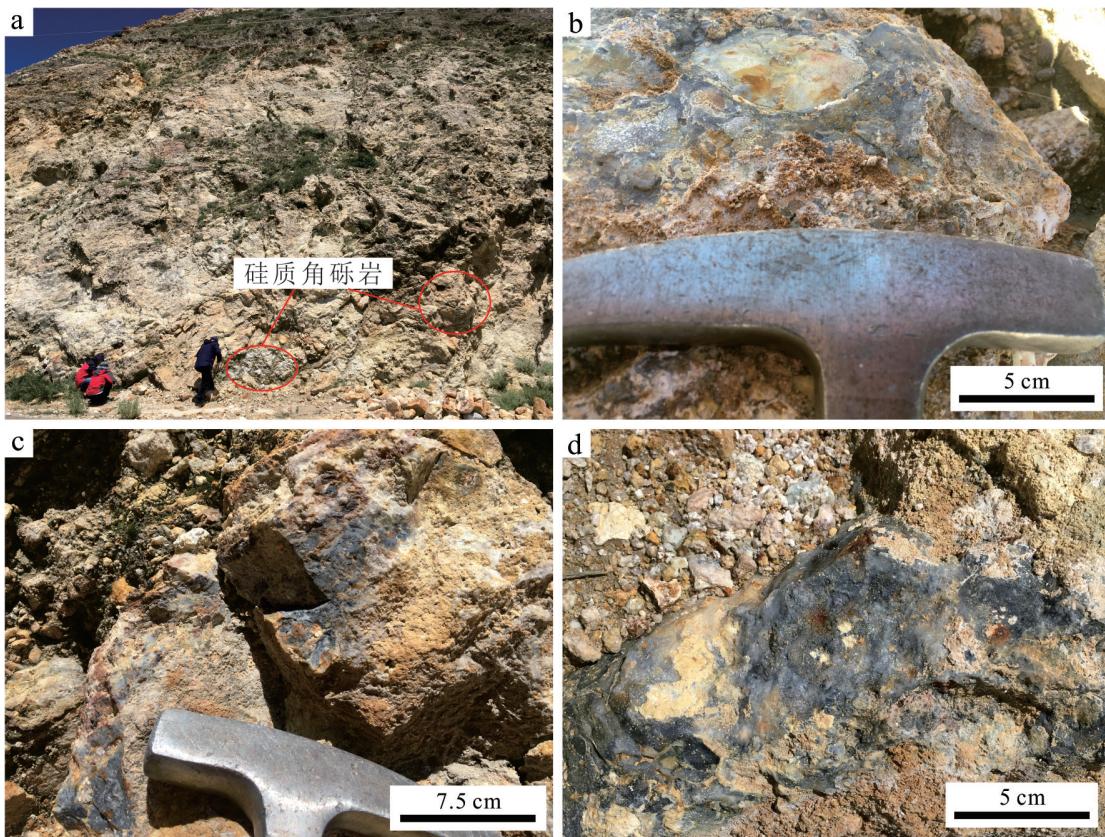


图3 拉萨地块南缘大竹卡组硅质角砾岩野外露头照片

a. 大竹卡组富铯硅质角砾岩露头;b和c. 大竹卡组富铯硅质角砾岩风化面;d. 大竹卡组富铯硅质角砾岩新鲜面

Fig.3 Field photos of siliceous breccia in the Dazhuka Formation at the southern margin of Lhasa Block

a. Field photos of siliceous breccia in the Dazhuka Formation; b and c. Weathering surface of siliceous breccia in the Dazhuka Formation; d. Fresh surface of siliceous breccia in the Dazhuka Formation

离子质谱仪上进行测定。含量大于 50×10^{-6} 的微量元素,偏离度<5%;含量介于 $(5 \sim 50) \times 10^{-6}$ 的微量元素,偏离度<10%;含量介于 $(0.5 \sim 5.0) \times 10^{-6}$ 的微量元素,偏离度<20%。

锆石的Lu-Hf同位素在南京聚谱检测科技有限公司完成,Lu-Hf同位素的测点与锆石LA-ICP-MS U-Pb测点相同,使用仪器为Neptune multicollector ICP-MS 配备Geolas-193激光剥蚀系统。分析激光束斑直径为 $44 \mu\text{m}$,剥蚀频率为8 Hz,高纯度的He作载气、Ar为补偿气,二者再进入ICP混合均匀。单个测点包括30 s的背景采集时间和40 s的信号采集时间。每5个测点结束后测点一次91500、GJ-1和Monastery标准锆石。详细的分析步骤见Wu等(2006)。分析数据的离线处理利用软件ICP-MS DataCal (Liu et al., 2010)完成。

Sr-Nd同位素化学前处理与质谱测定在南京聚谱检测科技有限公司完成。经过处理的样品溶液在Ag-

ilent 7700x 四极杆型 ICP-MS 上准确测定元素含量,适当稀释后在多通道接收电感耦合等离子体质谱仪(Nu Plasma II MC-ICP-MS)上测定Sr-Nd同位素比值。测定过程中,采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 内部校正仪器质量分馏,Sr同位素国际标准物质NIST SRM 987作为外标校正仪器漂移;采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 内部校正仪器质量分馏,Nd同位素国际标准物质JNd-1作为外标校正仪器漂移。以美国地质调查局USGS 地球化学标准岩石粉末(玄武岩BCR-2、玄武岩BHVO-2、安山岩AGV-2、流纹岩RGM-2等)作为质控盲样,经过化学前处理与质谱测定,同位素比值结果在误差范围内与文献报道值吻合(Weis et al., 2006; 2007)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 测年

锆石阴极发光(CL)图(图4a)显示其粒径不超过

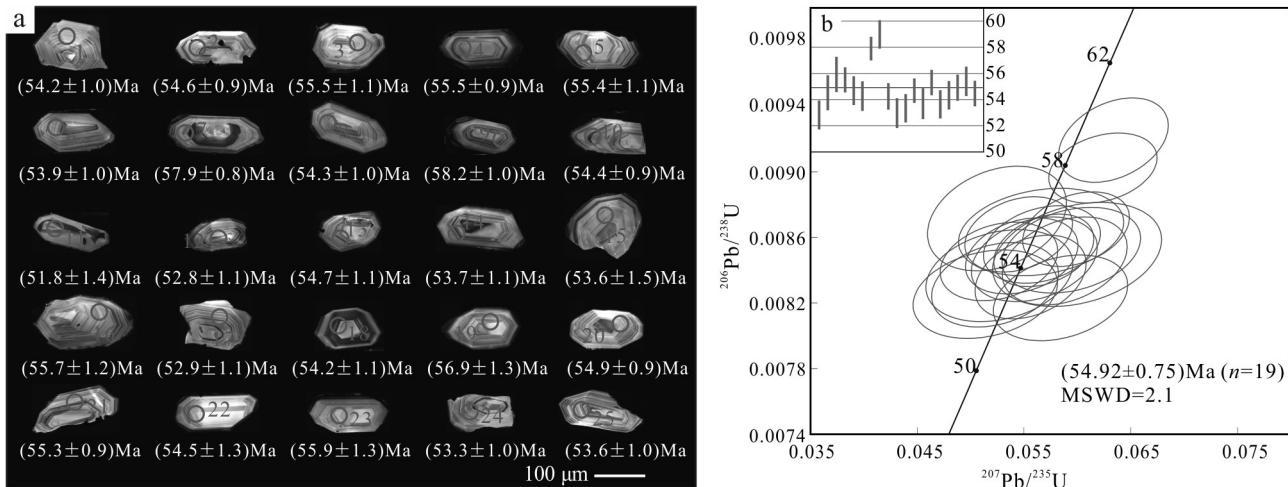


图4 大竹卡组富铯硅质角砾岩锆石阴极发光图(a)及锆石U-Pb年龄谐和图(b)

Fig.4 Cathodoluminescene images of zircons (a) and U-Pb concordia diagram of zircons (b) in cesium-rich siliceous breccia of the Dazhuka Formation, southern margin of Lhasa Block

200 μm, 晶形较好, 大多数呈长柱状, 可见结晶环带和条带结构, 部分锆石颗粒不完整。硅质角砾岩所测锆石 Th/U 值在 0.58~1.28 之间, 平均为 0.78, 指示其为岩浆锆石(Rubatto, 2002)。

通过对锆石进行 ICP-MC 分析, 获取了 25 个点位数据(表 1), 其中的 6 个点位年龄谐和度偏低, 19 个点位年龄波动范围较小, 比较集中。通过计

算, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分布范围为 51.8 Ma~59.0 Ma, 加权平均年龄为 $(54.92 \pm 0.75)\text{Ma}$ (MSWD=2.1, n=19)(图 4b), 能够代表岩浆锆石的形成时代。

3.2 主量元素和微量元素

硅质角砾岩具有极高的 $w(\text{SiO}_2)$, 范围为 88.34%~90.39%(平均值=89.41%), 与搭格架硅华 $w(\text{SiO}_2)$ 相近(80.01%~91.8%, 赵元艺等, 2007), 低于

表1 大竹卡组硅质角砾岩中锆石U-Pb同位素分析结果

Table 1 U-Pb isotope analysis of zircon in siliceous breccia of the Dazhuka Formation

点号	$w(\text{B})/10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄/Ma			谐和度	
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
XTM01-01	3.56	330.25	343.45	0.96	0.0452	0.0032	0.0527	0.0036	0.0085	0.0002	52.1101	3.5066	54.2660	1.0110	95%
XTM01-02	5.79	484.42	552.09	0.88	0.0484	0.0030	0.0569	0.0031	0.0085	0.0001	56.1510	2.9701	54.6987	0.9346	97%
XTM01-04	3.50	254.34	344.35	0.74	0.0502	0.0032	0.0599	0.0033	0.0086	0.0002	59.0408	3.1598	55.5209	0.9599	93%
XTM01-05	2.41	180.04	234.69	0.77	0.0475	0.0049	0.0566	0.0051	0.0086	0.0002	55.9058	4.9119	55.4091	1.1257	99%
XTM01-07	5.58	519.92	469.50	1.11	0.0501	0.0029	0.0624	0.0033	0.0090	0.0001	61.4482	3.1977	57.9061	0.8993	94%
XTM01-08	2.61	158.97	275.40	0.58	0.0479	0.0037	0.0560	0.0039	0.0085	0.0002	55.2972	3.7416	54.3499	1.0880	98%
XTM01-09	6.32	633.03	494.43	1.28	0.0500	0.0028	0.0634	0.0034	0.0092	0.0002	62.3980	3.2334	58.9915	1.0861	94%
XTM01-10	4.71	440.47	454.26	0.97	0.0468	0.0031	0.0548	0.0035	0.0085	0.0002	54.1593	3.3503	54.4801	0.9771	99%
XTM01-12	3.38	281.64	338.69	0.83	0.0515	0.0042	0.0584	0.0042	0.0082	0.0002	57.6551	3.9881	52.8452	1.1036	91%
XTM01-13	3.15	208.39	319.90	0.65	0.0506	0.0039	0.0594	0.0043	0.0085	0.0002	58.6199	4.1030	54.7005	1.1023	93%
XTM01-14	3.78	307.02	384.94	0.80	0.0457	0.0038	0.0527	0.0045	0.0084	0.0002	52.1442	4.3815	53.7104	1.1825	97%
XTM01-17	4.29	332.33	440.46	0.75	0.0451	0.0041	0.0514	0.0045	0.0083	0.0002	50.8698	4.3115	52.9874	1.1406	95%
XTM01-18	3.02	225.27	301.41	0.75	0.0504	0.0036	0.0588	0.0039	0.0085	0.0002	58.0283	3.6994	54.2830	1.1323	93%
XTM01-20	3.35	258.79	328.95	0.79	0.0480	0.0035	0.0567	0.0036	0.0086	0.0002	55.9803	3.4736	54.9237	0.9985	98%
XTM01-21	4.83	384.71	466.07	0.83	0.0458	0.0032	0.0545	0.0033	0.0086	0.0002	53.8888	3.2041	55.3208	0.9687	97%
XTM01-22	2.50	153.11	259.25	0.59	0.0512	0.0042	0.0600	0.0052	0.0085	0.0002	59.1410	4.9987	54.5379	1.3401	91%
XTM01-23	2.54	157.32	255.29	0.62	0.0436	0.0041	0.0525	0.0043	0.0087	0.0002	51.9255	4.1435	55.9372	1.3471	92%
XTM01-24	3.05	203.84	315.89	0.65	0.0456	0.0035	0.0523	0.0039	0.0083	0.0002	51.7500	3.7822	53.3535	1.0863	96%
XTM01-25	3.55	254.79	352.34	0.72	0.0482	0.0035	0.0556	0.0034	0.0084	0.0002	54.9595	3.3051	53.6572	1.0784	97%

注:比值单位为 1。

海相成因硅质岩的 $w(\text{SiO}_2)$ (91.0%~98.8%, 吕志成等, 2004); $w(\text{TiO}_2)$ 为 0.08%~0.11% (平均值=0.09%); $w(\text{K}_2\text{O})$ 为 0.65%~0.95% (平均值=0.82%); $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为 0.08%~0.14% (平均值=0.11%); $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 为 2.38%~3.21% (平均值=2.67%); $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 2.78%~3.62% (平均值=3.21%); $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 为 0.05%~0.06% (平均值=0.06%); $w(\text{MgO})$ 为 0.33%~0.40% (平均值=0.37%); $w(\text{CaO})$ 为 0.21%~0.29% (平均值=0.24%); $w(\text{MnO})$ 为 0.01%~0.07% (平均值=0.04%); 烧失量分布在 1.93%~3.07% 之间。

硅质角砾岩稀土元素总量为 $(18.10\text{--}22.14)\times 10^{-6}$, 平均为 19.03×10^{-6} ; ΣLREE 为 $(14.53\text{--}20.35)\times 10^{-6}$, 平均为 17.40×10^{-6} , ΣHREE 为 $(1.39\text{--}1.88)\times 10^{-6}$, 平均为 1.60×10^{-6} , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 为 10.03~11.42 (平均为 10.71)、 $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ 为 11.91~14.80 (平均为 13.50); δCe 分布在 0.94~0.96 之间; δEu 值为 0.97~1.04, 平均为 1.01。硅质角砾岩微量元素含量与原始地幔相比, 高场强元素(如 Th、Nb、Ta 等)强烈亏损, 大离子亲石元素 Ti 相对亏损(图 5a)。从稀土元素配分模式

图(图 5b)中看出, 硅质角砾岩轻稀土元素富集、重稀土元素亏损。

3.3 同位素特征

本文在 12 颗开展过 U-Pb 定年的锆石上进行了 Hf 同位素组成测定(表 3), 分析结果显示 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282 957~0.283 027, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分布在 7.71~10.17 之间, 其两阶段 Hf 同位素模式年龄介于 476~633 Ma。

硅质角砾岩 Sr-Nd 同位素测定结果见表 4。由表中数据可看出, 硅质角砾岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值均为正值, 介于 0.705 042~0.705 430, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 分布在 -2.48~1.45 之间, Nd 两阶段模式年龄 T_{DM2} 为 746~1065 Ma。

4 讨 论

4.1 硅质角砾岩特征及成因

4.1.1 硅质角砾岩特征

角砾岩呈深灰色, 多呈棱角状, 分选差, 多数角砾岩直径集中在 10~40 cm 之间, 在所在层位中含量

表 2 大竹卡组硅质角砾岩主量元素($w(\text{B})/\%$)、微量元素($w(\text{B})/10^{-6}$)分析结果

Table 2 Major ($w(\text{B})/\%$) and trace ($w(\text{B})/10^{-6}$) elements analytical results of siliceous breccia of the Dazhuka Formation

组分	XTM01-1	XTM01-2	XTM01-3	XTM01-4	XTM01-5	组分	XTM01-1	XTM01-2	XTM01-3	XTM01-4	XTM01-5
TFe ₂ O ₃	3.21	2.52	2.61	2.38	2.63	Y	2.24	2.71	2.63	3.05	2.18
K ₂ O	0.80	0.95	0.78	0.93	0.65	Zr	14.7	21.2	19.1	24.4	19.9
MgO	0.38	0.40	0.33	0.40	0.34	Nb	1.67	1.89	1.27	1.11	1.16
Na ₂ O	0.08	0.13	0.14	0.08	0.13	Mo	7.93	6.87	5.81	4.41	10.6
Al ₂ O ₃	3.20	3.62	2.96	3.51	2.78	Sn	1.02	0.68	0.58	0.54	1.28
CaO	0.21	0.29	0.23	0.21	0.25	Cs	440	442	438	415	413
SiO ₂	88.60	89.57	90.16	88.34	90.39	Ba	379	445	270	279	480
MnO	0.02	0.04	0.07	0.01	0.05	La	4.24	5.26	4.27	4.74	3.79
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	Ce	7.81	9.49	7.64	8.80	6.73
TiO ₂	0.09	0.11	0.09	0.10	0.08	Pr	0.83	1.00	0.81	0.95	0.71
烧失量	2.59	2.32	2.37	3.07	1.93	Nd	3.18	3.75	3.05	3.54	2.66
Li	114	128	122	116	123	Sm	0.56	0.65	0.55	0.62	0.49
Be	7.42	7.45	7.89	7.07	8.37	Eu	0.17	0.20	0.18	0.18	0.15
Sc	1.20	1.45	1.13	1.44	0.88	Gd	0.44	0.52	0.46	0.50	0.40
Ti	533	622	477	545	415	Tb	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06
V	13.1	15.2	12.3	13.5	10.7	Dy	0.40	0.48	0.43	0.52	0.37
Cr	8.04	28.3	12.2	8.17	9.75	Ho	0.08	0.10	0.09	0.10	0.07
Mn	159	243	438	99.5	341	Er	0.22	0.27	0.24	0.30	0.21
Co	6.37	4.86	5.26	14.2	5.09	Tm	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
Ni	6.46	6.42	6.53	5.67	6.86	Yb	0.21	0.26	0.24	0.29	0.20
Cu	7.72	10.2	7.39	6.30	10.2	Lu	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
Zn	16.0	35.2	20.3	28.5	28.7	Hf	0.41	0.61	0.53	0.67	0.55
Ga	4.55	5.59	4.48	4.86	4.00	Ta	0.14	0.17	0.11	0.15	0.11
As	1185	569	741	943	577	Pb	18.8	46.3	14.5	51.0	32.7
Se	0.14	0.09	0.17	0.13	0.16	Th	1.33	1.62	1.45	1.75	1.00
Rb	89.9	108	83.0	96.2	71.6	U	0.71	0.79	0.70	0.77	0.58
Sr	87.5	90.0	77.5	82.2	84.3						

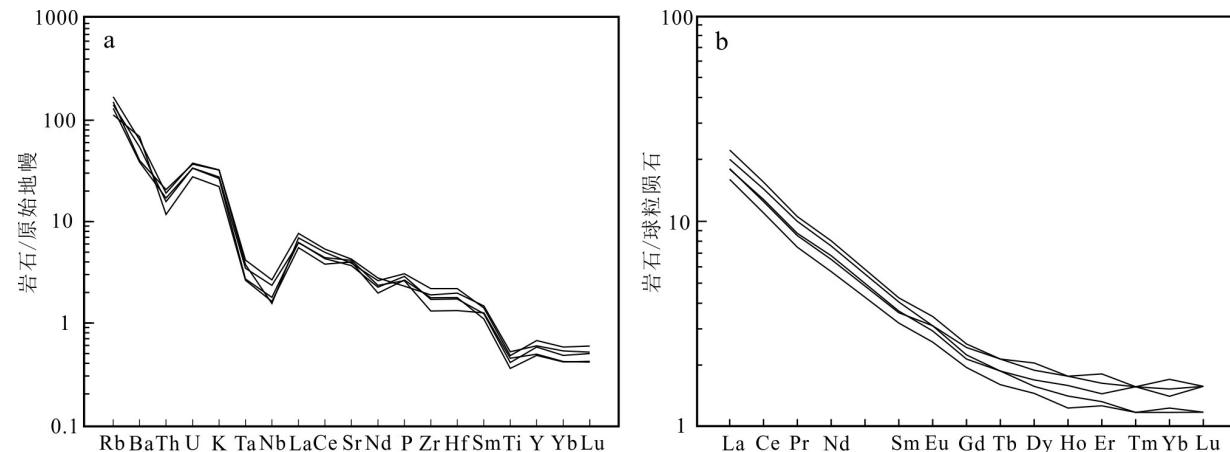


图5 大竹卡组富铯硅质角砾岩微量元素原始地幔标准化图解(a)和稀土元素球粒陨石标准化配分图(b)

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of siliceous breccia of the Dazhuka Formation

约占80%(图3b~d)。硅质角砾岩主要表现为致密块状构造,结构主要为碎屑结构,少数为非晶质结构和隐晶质结构(图6a)。

碎屑成分主要由分选磨圆差的角砾状岩屑和不规则晶屑组成。岩屑为火山碎屑岩(图6b、c、f),晶屑成分主要为石英、长石(图6d、e)。胶结物与角砾成分无太大差异,主要为石英、长石。由于在硅质角砾岩中挑选出的锆石皆为岩浆锆石,结合其碎屑形态和成

分特征,硅质角砾岩原岩极有可能为火山碎屑岩。

4.1.2 硅质角砾岩成因

大竹卡组为滨湖相磨拉石堆积建造,湖相砾质扇三角洲沉积是该磨拉石盆地主要的沉积类型之一。刘宝珺等(1990)认为大竹卡组物源一方面来自于雅鲁藏布缝合带北侧,砾石均以放射虫硅质岩、凝灰质硅质岩、基性凝灰岩、安山岩、玄武岩、辉绿岩和辉长岩为主;另一方面,也来源于原大洋板块的沉

表3 大竹卡组硅质角砾岩锆石Hf同位素分析结果

Table 3 Hf isotope analysis of zircon in siliceous breccia of the Dazhuka Formation

样品	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM2}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
XTM01-01	0.021992	0.000124	0.001012	0.000005	0.282978	0.000010	8.42	587	-0.97
XTM01-02	0.012691	0.000045	0.000597	0.000002	0.282970	0.000012	8.18	603	-0.98
XTM01-03	0.016357	0.000157	0.000754	0.000007	0.282986	0.000012	8.76	566	-0.98
XTM01-04	0.033147	0.000110	0.001470	0.000004	0.283027	0.000011	10.17	476	-0.96
XTM01-05	0.025044	0.000143	0.001145	0.000007	0.282957	0.000011	7.71	633	-0.97
XTM01-06	0.032416	0.000085	0.001388	0.000003	0.282967	0.000012	8.02	612	-0.96
XTM01-07	0.016121	0.000119	0.000755	0.000005	0.282983	0.000011	8.70	572	-0.98
XTM01-08	0.046602	0.001490	0.001994	0.000062	0.282971	0.000009	8.16	603	-0.94
XTM01-09	0.017234	0.000133	0.000793	0.000006	0.283003	0.000012	9.42	526	-0.98
XTM01-10	0.019708	0.000122	0.000891	0.000006	0.282984	0.000010	8.64	573	-0.97
XTM01-11	0.015135	0.000043	0.000710	0.000002	0.282992	0.000011	8.88	556	-0.98
XTM01-12	0.018734	0.000079	0.000887	0.000003	0.283014	0.000011	9.69	504	-0.97

注:比值单位为1。

表4 大竹卡组富铯硅质角砾岩Sr-Nd同位素分析结果

Table 4 Sr-Nd isotope analysis of siliceous breccia of the Dazhuka Formation

样品号	年龄/Ma	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM2}/Ma
XTM01-1	54.3	2.971996	0.707721	0.70543	0.105833	0.512479	0.512441	-2.48	1064.83
XTM01-2	54.7	3.477858	0.707744	0.705042	0.105364	0.512591	0.512553	-0.29	886.51
XTM01-3	55.6	3.09873	0.707776	0.70533	0.108681	0.51268	0.512641	1.45	745.93

注:比值单位为1。

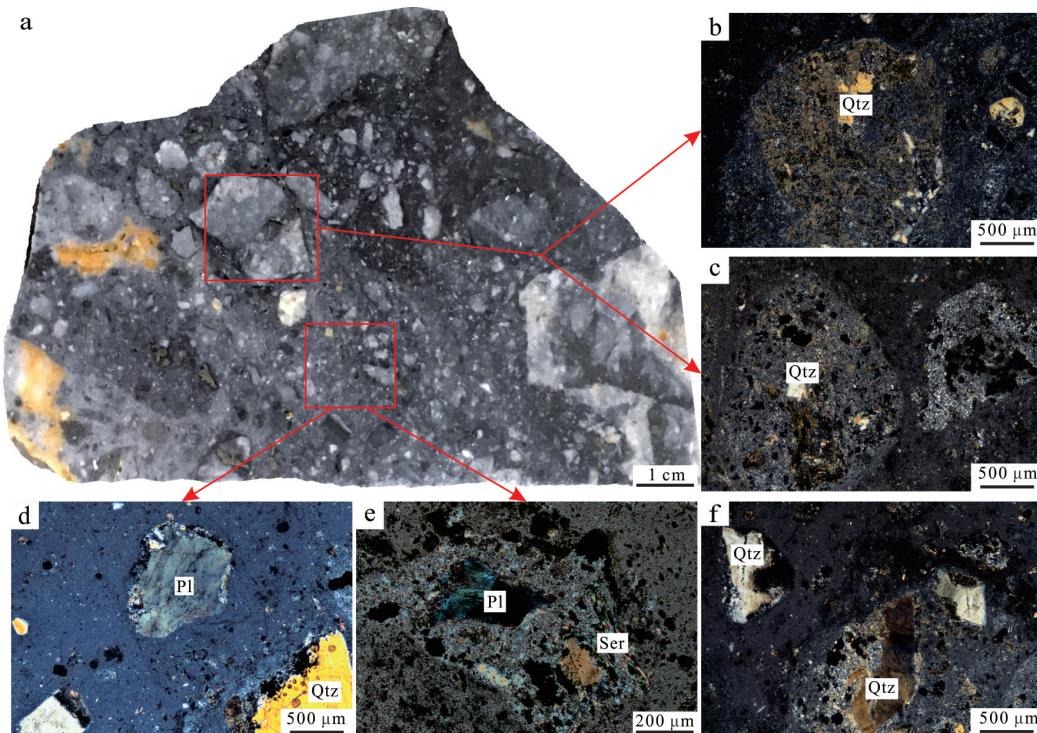


图6 大竹卡组硅质角砾岩手标本剖光面(a)及显微镜下照片(b~f)

a. 硅质角砾岩手标本抛光面;b、c、f. 岩屑照片(正交偏光);d、e. 晶屑照片(正交偏光)

Qzt—石英;Pl—长石;Ser—绢云母

Fig.6 Polished section of siliceous breccia hand specimen(a) and Photomicrographs(b~f)
 a. Polished section of siliceous breccia hand specimen; b, c, f. photos of detritus(cross-polarized light); d, e. Photos of crystal pyroclast(cross-polarized light)
 Qzt—Quartz; Pl—Plagioclase; Ser—Sericite

积。李建国等(2009)通过孢粉形成时代,推测大竹卡组形成于渐新世—早中新世。这期间雅鲁藏布江缝合带以北、拉萨地块南缘主要发育的火山岩为林子宗群帕那组(52~48 Ma)(Mo et al., 2008; Lee et al., 2009)。因此,帕那组的火山碎屑岩极有可能为大竹卡组提供了部分物源。基于此猜想,本文对大竹卡组硅质角砾岩进行了锆石单矿物挑选,并获得了大量岩浆锆石,由于锆石很少会受到后期蚀变或风化的影响(Hanchar et al., 2007),其形成时代能够反映其共存岩浆熔体结晶年龄。本文获得大竹卡组硅质角砾岩中岩浆锆石的形成时代为(54.92 ± 0.75) Ma,与帕那组年龄相近(51.8~52.4 Ma),证实帕那组或同期的火山碎屑岩为大竹卡组提供了部分物源。

锆石的Hf同位素能有效地反映岩浆的来源(Griffin et al., 2002; Beloissova et al., 2006)。本文获得大竹卡组硅质角砾岩中岩浆锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于7.71~10.17,与林子宗群火山岩相似(图7a),反映大竹卡组硅质角砾岩原岩与林子宗群可能具有相似的源

区属性,且高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值充分说明了亏损地幔物质在其成岩中的重要性。Sr-Nd同位素在探究物质来源的研究中也发挥了重要作用(Sharifi et al., 2018)。前人对硅华中的Sr-Nd同位素研究较少,赵元艺等(2006c)利用搭格架硅华中的Sr-Nd同位素来判断物质来源。本文大竹卡组硅质角砾岩的Sr-Nd同位素结果显示,大竹卡组硅质角砾岩与林子宗群的Sr-Nd同位素特征相似,其($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i明显区别于拉萨地块南缘以上地壳来源为主的铯硅华矿床(图7b)。

硅质岩中Fe、Mn的富集主要与热水的参与有关,Al的相对富集多与陆源物质的介入相关(周永章,1990;周永章等,1994b;吕志成等,2004),Al/(Fe+Mn+Al)比值由纯水的0.01到纯远海生物成因的0.60变化。据此,Adachi等(1986)和Yamamoto等(1987)系统地给出了热水沉积和非热水沉积硅质岩在Fe-Mn-Al图中的位置。本文将大竹卡组硅质角砾岩的样品数据投于Fe-Mn-Al图(图8a)中,可见样品分布较为集中,均位于非热水沉积物区,而铯硅华的样品

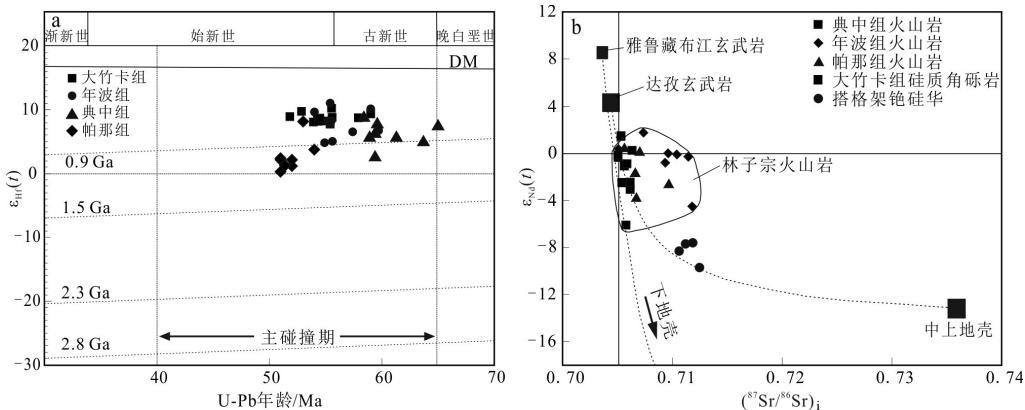


图7 大竹卡组硅质角砾岩及林子宗火山岩样品U-Pb年龄- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分布图解(a, 典中组、年波组数据引自李皓扬等, 2007; 帕那组数据引自刘富军等, 2019;)及大竹卡组硅质角砾岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)- $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(b, 修改自Zheng et al., 2015; 林子宗火山岩的数据引自董国臣, 2002; Mo et al., 2007; 2008; 搭格架铯硅华的数据引自赵元艺等, 2006c)

Fig.7 Illustration of the U-Pb age- $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ distribution of siliceous breccia of the Dazhuka Formation(a, the data of the Dianzhong Formation, Nianbo Formation are quoted from Li et al., 2007; the data of the Pana Formation are quoted from Liu et al., 2019) and ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) $-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram of siliceous breccia of the Dazhuka Formation (b, modified from Zheng et al., 2015; the data of the Linzizong volcanic rock are from Dong, 2002; Mo et al., 2007; 2008; the data of geyserite of the Targejia from Zhao et al., 2006c)

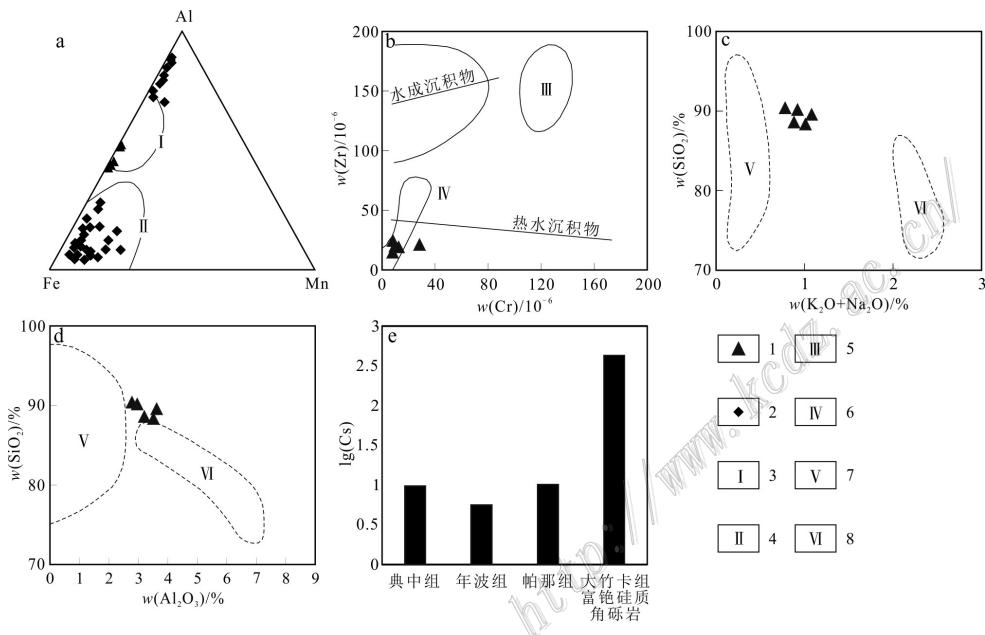


图8 大竹卡组硅质角砾岩Fe-Mn-Al图解(a, 底图据Adachi et al., 1986; Zhou et al., 1994a; 吕志成等, 2004; 搭格架铯硅华的数据引自赵元艺等, 2007)、Cr-Zr图解(b, 底图据吕志成等, 2004)、 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (c, 王东安, 1981)、 $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ 图解(d, 王东安, 1981)及林子宗群火山岩与大竹卡组富铯硅质角砾岩Cs含量柱状图(e, 数据引自呼建雄等, 2018; 刘安琳, 2020)

1—大竹卡组硅质角砾岩; 2—搭格架铯硅华; 3—生物及其他非热水沉积物区; 4—热水沉积物区; 5—现代水成含金属沉积物分布区; 6—搭格架铯硅华区; 7—生物成因硅质岩; 8—火山成因硅质岩

Fig.8 Fe-Mn-Al diagram of siliceous breccia of the Dazhuka Formation(a, basemap after Adachi et al., 1986; Zhou et al., 1994a; Lü et al., 2004; The data of Cs geyserite of the Targejia from Zhao et al., 2007), Cr-Zr diagram (b, basemap after Lü et al., 2004), $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ diagram (c, Wang, 1981), $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ diagram (d, Wang, 1981) and Cs content histogram of the Linzizong volcanic rock and siliceous breccia of the Dazhuka Formation (e, data cited from Hu et al., 2018; Liu, 2020)

1—Siliceous breccia of the Dazhuka Formation; 2—Geyserite of the Targejia; 3—Biological and other non-hydrothermal sediment region; 4—Hydrothermal sediment region; 5—Concentration region of modern metal-bearing hydrothermal sediments; 6—Geyserite region of the Targejia; 7—Biologically-deposited siliceous rocks; 8—Volcano-sedimentary siliceous rocks

大部分位于热水沉积物区,部分位于非热水沉积物区的边部更富铝质的部位(赵元艺等,2007)。因此,大竹卡组硅质角砾岩并非热水沉积成因。

一般而言,Cr主要富集在还原性的热水沉积物中,而Zr则主要富集在碎屑成因的颗粒物中。因此,在Cr-Zr图解中,现代热水沉积物与其他成因沉积物应有不同的位置,且现代热水沉积物的Cr与Zr呈负相关关系(Bostrom, 1984; 吕志成等,2004)。在Cr-Zr图(图8b)中,大竹卡组硅质角砾岩与现代热水沉积物及现代水成沉积物趋势线不吻合,Cr与Zr没有明显的线性关系,进一步指示大竹卡组硅质角砾岩与热水沉积无关。

硅质岩的 SiO_2 - $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 和 SiO_2 - Al_2O_3 图解对其成因具有很好的指示作用(王东安,1981)。大竹卡组硅质角砾岩落于生物沉积成因区域和火山沉积成因区域之外(图8c、d),指示了大竹卡组硅质角砾岩不具备生物沉积成因和火山沉积成因的特点。

综上所述,大竹卡组硅质角砾岩非沉积成因,其原岩为与林子宗群帕那组同时代、相同源区属性的火山碎屑岩。结合大竹卡组形成时代,本文认为碰撞造山初期形成于始新世的火山碎屑岩在大竹卡组沉积之前(即渐新世—中新世),经历了一期富铯、富硅的热液流体交代事件,热液交代成因的硅质角砾岩被搬运至扇三角洲,进而与大竹卡组砂砾岩共同沉积。

4.2 铷的来源及找矿前景分析

大竹卡组硅质角砾岩的 $w(\text{Cs})$ 在 $(413\sim442)\times10^{-6}$ 之间,平均约为 43×10^{-6} (表2),已达到边界品位,接近工业品位。铯在地壳中的丰度为 3×10^{-6} ,在地幔中的含量则小于 0.3×10^{-6} (刘英俊,1984),相对于地壳丰度,大竹卡组硅质角砾岩中的铯富集了143倍,如此高含量的Cs来源不明。除Cs之外,大竹卡组硅质角砾岩的 $w(\text{Li})$ 在 $(114\sim128)\times10^{-6}$ 之间,平均为 120.6×10^{-6} ,高于Li的克拉克值(24×10^{-6} , Rudnick et al., 2003),Li的来源及富集机制也需进一步研究。

鉴于硅质角砾岩中岩浆锆石U-Pb年龄为 $(54.92\pm0.75)\text{Ma}$,而大竹卡组地质时代约为渐新世—中新世(李建国等,2009),因此,与林子宗群相似源区的火山碎屑岩至少在始新世之后、中新世之前受到了富铯、富硅流体的交代。林子宗群火山岩中 $w(\text{Cs})$ 较少,平均为 7.63×10^{-6} (呼建雄等,2018; 刘安琳,2020),远不足以大竹卡组硅质角砾岩提供足够的Cs(图8e),可以推测这一时期的岩浆活动并未有铯富集的现象。前人研究认为拉萨地块南缘富铯硅华中Cs的富集与白垩纪末期—新近纪以来青藏高原多次碰撞幕的壳源重熔岩浆-热水流体有关(郑绵平等,1995),由于Cs的地球化学性质决定了其来源为壳源(刘英俊,1984; 郑绵平等,1995),本文发现中新世以前的富铯硅质角砾岩证实在印度—欧亚大陆碰撞造山过程中壳源岩石重熔发生了Cs的富集。这些富

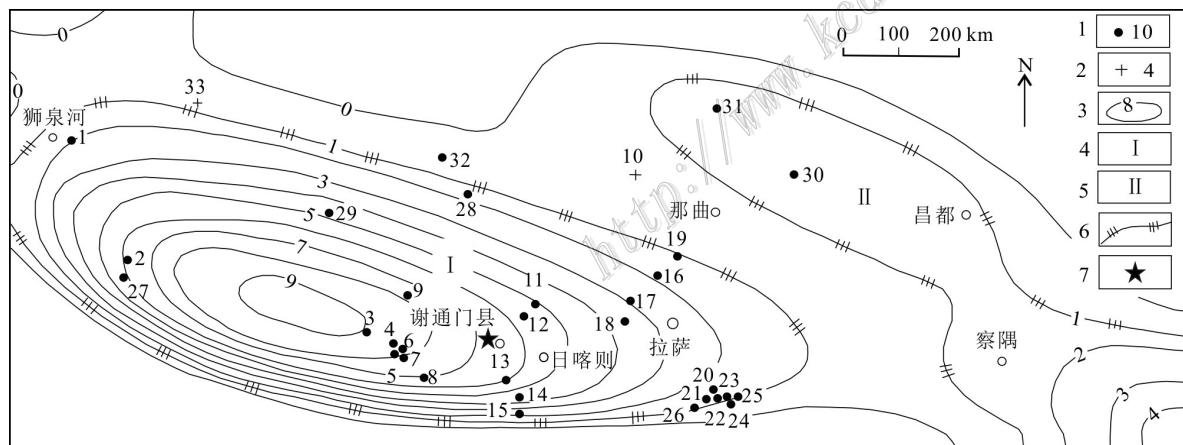


图9 西藏及邻区热水铯矿远景预测图(郑绵平等,1995)

1—新硅华沉积的地热田及编号;2—老硅华沉积区及编号;3—热水铯等值线/ 10^{-6} ;4—铯矿I级远景区;5—铯矿II级远景区;6—远景区界线;7—研究区位置

Fig.9 Geothermal Cs prospective areas of Tibet and neighboring regions(after Zheng et al., 1995)

1—Geothermal fields deposited by new geyserite and number; 2—Old geyserite region sedimentary area and number; 3—Isoline of $\text{Cs}/10^{-6}$; 4—Cs ore Class I prospective area; 5—Cs ore Class II prospective area; 6—Boundary of the prospective areas; 7—Location of study area

铯硅质角砾岩层如果在碰撞造山过程中发生重熔,可能为第四纪铯硅华矿床提供物源。

西藏的铯矿床有硅华型和盐湖型2种类型,大多位于高喜马拉雅中央主断裂及班公湖-怒江大断裂带之间,形成于第四纪,矿产规模大多为小到中型(郑绵平等,1995;赵元艺,2007)。郑绵平等(1995)据含Cs热水和含Cs硅华形成的构造地球化学特征,对全区热水Cs含量进行分析,圈定出面积约18万km²的高Cs热水区,部分地区已经得到验证(图9)。本文的研究区位于铯矿I级远景区内,首次发现了中新世以前的铯矿化,说明拉萨地块不仅在第四纪形成了大量的铯硅华矿床,在中新世以前也存在富铯的热液流体活动,对西藏铯矿床的找矿勘探有重要意义。

5 结 论

(1) 大竹卡组硅质角砾岩中岩浆锆石的形成时代为(54.92 ± 0.75)Ma,始新世具有亏损地幔源区属性的岩浆作用产物为大竹卡组提供了部分物源。

(2) 大竹卡组富铯硅质角砾岩Sr-Nd同位素特征明显区别于上地壳来源为主的搭格架硅华。元素地球化学研究表明大竹卡组硅质角砾岩是与林子宗群帕那组同时代、相同源区属性的火山碎屑岩经历富铯、富硅的热液流体交代后形成的,与拉萨地块南缘热水沉积和生物沉积成因的富铯硅华有显著差别。

(3) 本文首次发现了中新世以前的铯矿化,说明拉萨地块不仅在第四纪形成了大量的铯硅华矿床,在中新世以前也存在富铯的热液流体活动,对西藏铯矿床的找矿勘探有重要意义。

致 谢 感谢赵元艺研究员及匿名审稿专家对本文提出的宝贵意见。本文分析测试得到了中国地质大学(北京)相鹏老师和南京聚谱检测科技有限公司李亮博士的帮助,在此一并感谢!

References

- Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geochemical significance as indication of ocean ridge activity[J]. Sedimentary Geology, 47(1-2): 125-148.
- Belousova E A, Griffin W L and O'Reilly A S Y. 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from eastern Australian Granitoids[J]. Journal of Petrology, 47(2): 329-353.
- Chen B H, Li P and Liu J N. 2023. Metallogenetic regularity of caesium deposits in China[J]. Geology in China, 1-17. doi: 10.12029/gc 20220321002(in Chinese with English abstract).
- Dong G C. 2002. Lin Zizong volcanic rocks in the Linzhou Basin of Tibet and their inverted Indo-Eurasian collision processes[D]. Supervisor: Mo X X. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Dong P and Xiao R G. 2005. Caesium application and caesium (alkali metals) resource evaluation[J]. China Mining Magazine, 14(2): 30-34(in Chinese with English abstract).
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson N J, O'Reilly S Y, Xu X and Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes[J]. Lithos, 61(3-4): 237-269.
- Hanchar J M and van Westrenen W. 2007. Rare earth element behavior in zircon-melt systems[J]. Elements, 3(1): 37-42.
- Hu J X, Chen J L, Yao S, Zeng Y C, Lei M, Xiong Q W and Liu X J. 2018. Zircon U-Pb geochronology, genesis for Nianbo Formation volcanic rocks of Linzizong Group in the western part of Gangdese arc and its implication[J]. Geochimica, 47(6): 699-711(in Chinese with English abstract).
- Huang W F and Li X D. 2003. Applications and up-to-date development of extraction separation technology of Cs[J]. Rare Metals and Cemented Carbides, 31(3): 18-20(in Chinese with English abstract).
- Lee H Y, Chung S L, Lo C H, Ji J Q, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2009. Eocene Neotethyan slab breakoff in southern Tibet inferred from the Linzizong volcanic record[J]. Tectonophysics, 477(1-2): 20-35.
- Li H Y, Zhong S L, Wang Y B, Zhu D C, Yang J H, Song B, Liu D Y and Fu Y. 2007. Age, petrogenesis and geological significance of the Linzizong volcanic successions in the Linzhou basin, southern Tibet: Evidence from zircon U-Pb data and Hf isotopes[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 493-500(in Chinese with English abstract).
- Li J G, Guo Z Y and Zhang Y Y. 2009. Palynofloral assemblages from the Dagzhuka Formation at Qiabulin Xigaze Xizang (Tibet): Their age and bearing on palaeoenvironments and palaeogeography[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 48(2): 163-174(in Chinese with English abstract).
- Li J W, Li T J, Jia H X and Wang A J. 2023. Determination of China's strategic and critical minerals list[J]. Acta Geoscientica Sinica, 44(2): 261-270(in Chinese with English abstract).
- Li Z Q, Hou Z Q, Nie F J and Meng X J. 2005. Characteristic and distribution of the partial melting layers in the upper crust: Evidence from active hydrothermal fluid in the South Tibet[J]. Acta Geologica Sinica, 79(1): 68-77(in Chinese with English abstract).
- Lin S H. 2012. Depositional environment and tectonic evolution of the Xigaze the Otake card Group[J]. Technological Development, 31

- (13): 72-75(in Chinese with English abstract).
- Liu A L. 2020. Spatial and temporal comparison of the Linzizong volcanic composition from typical locations in southern Tibet and geo-dynamic implications[D]. Supervisor: Zhu D C. Wuhan: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Liu B J, Yu G M and Chen C S. 1990. Sheet grainflow-dominated gravel fan deltas of the Tertiary Formation in Thexigaze area, Xizang (Tibet)[J]. *Lithofacies Paleogeography*, 44(2): 261-270(in Chinese with English abstract).
- Liu F J, Qin S and Sun C M. 2019. Zircon U-Pb ages and geochemical characteristics of the Pana Formation volcanic rocks from the Linzizong Group in Zhaxue area, eastern Gangdese belt, Xizang (Tibet), and its tectonic significance[J]. *Geological Review*, 65(5): 1131-1152(in Chinese with English abstract).
- Liu Y J, Cao L M, Li Z L, Wang H N, Chu T Q and Zhang J R. 1984. Elemental geochemistry[M]. Beijing: Science Publishing. 154-169 (in Chinese).
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546.
- Lü Z C, Liu C Q, Liu J J and Wu F C. 2004. Geochemical studies on the Lower Cambrian with erite-bearing cherts in the northern Da-ba Mountains[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(3): 390-406(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Yang Z X, Xie G Q, Yuan S D and Zhou Z H. 2019. Critical minerals: International trends and thinking[J]. *Mineral Deposits*, 38(4):689-698(in Chinese with English abstract).
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, Dong G C, Qu X M, Zhao Z D and Yang Z M. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet[J]. *Lithos*, 96(1-2): 225-242.
- Mo X X, Niu Y L, Dong G C, Zhao Z D, Hou Z Q, Zhou S and Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 250(1-4): 49-67.
- Rona P A, Bostrom K, Labier Land Smith K L. 1983. Genesis of ferromanganese deposits: Diagnostic criteria for recent and old deposits[A]. Hydrother-mal processes at seafloor spreading centers [C]. NATO Conference Series (IV), Marine Science. 473-489.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism[J]. *Chemical Geology*, 184(1): 123-138.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust[J]. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1-64.
- Sharifi A, Murphy L N, Pourmand A, Clement A C, Canuel E A, Naderi Beni A, Lahijani H A K and Delanghe D. 2018. Early-Holocene greening of the Afro-Asian dust belt changed sources of mineral dust in West Asia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 481(1): 30-40.
- Wang D A. 1981. The characteristics and genesis of the silicalite coming from Brahmaputra deep fault[A]. *The sedimentary rocks of southern Tibet*[C]. Beijing: Science Press. 1-86(in Chinese).
- Wang X G, Wu K F, Wu K Y and Shen L C. 2011. Hydrochemical characteristics and constraints of hot springs in dagejia geothermal field, Tibet, China[J]. *Northwestern Geology*, 44(2): 157-164(in Chinese with English abstract).
- Weis D, Kieffer B, Maerschalk C, Barling J, Jong J D, Williams G A, Hanano D, Pretorius W, Mattielli N, Scoates J S, Goolaerts A, Friedman R M and Mahoney J B. 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(8): 139-149.
- Weis D, Kieffer B, Hanano D, Nobre S I, Barling J, Pretorius W, Maerschalk C and Mattielli N. 2007. Hf isotope compositions of U.S. geological survey reference materials[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(6): Q06006.
- Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, Yang J H and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology[J]. *Chemical Geology*, 234(1-2): 105-126.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanoto terrenes[J]. *Sedimentary Geology*, 52(1-2): 65-108.
- Zhao Y Y, Zhao X T and Ma Z B. 2006a. Study on chronology for hot spring typed Cs-deposit of Targia, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 717-724(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Nie F J, Hou Z Q, Li Z Q, Zhao X T and Ma Z B. 2006b. Isotope characteristics and formation process of hot spring type cesium deposit in Targejia, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 25(3): 281-291(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Nie F J, Hou Z Q, Li Z Q, Zhao X T and Ma Z B. 2006c. Isotope characteristics and formation process of hot spring type cesium deposit in Targejia, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 613-619(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Nie F J, Hou Z Q, Li Z Q, Zhao X T and Ma Z B. 2007. Geochemistry of Targejia hot spring type cesium deposit in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 24(3): 519-530(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Han J Y ,Guo L H, Qian Z H, Zhou Y Z, Nie F J and Li Z Q. 2008. Characteristics and geological significance ofmineralogy and fabrics for the hot spring cesium deposit occurring within the Targejia district, Tibet[J]. *Acta Periologica Sinica*, 24(3): 519-530 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Zhao X T, Li Z Q and Li B T. 2010. Quaternary cesium ore types and metallogenetic characteristics in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 29(Supp.): 399-400(in Chinese with English abstract).
- Zheng M P, Wang Q X, Du J, Ping C W J and Zhang S C. 1995. A new type of hydrothermal mineralization-cesium silicification deposit in Tibet[M]. Beijing: Geological Publishing House. 110p(in Chinese).
- Zheng Y C, Fu Q, Hou Z Q, Yang Z S, Huang K X, Wu C D and Sun Q

- Z. 2015. Metallogeny of the northeastern Gangdese Pb-Zn-Ag-Fe-Mo-W polymetallic belt in the Central Lhasa Terrane, southern Tibet[J]. Ore Geology Reviews, 70: 510-532.
- Zhou Y Z. 1990. On sedimentary geochemistry of siliceous rocks originated from thermal Water in Nandan-Hechi basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 8(3): 75-83(in Chinese with English abstract).
- Zhou Y Z, Chown E H and Guha J. 1994. Hydrothermal origin of Precambrian bedded chert formation at Gushui, Guangdong, China: Petrologic and geochemical evidence[J]. Sedimentology, (3): 605-619.
- Zhou Y Z, Tu G C, Chown E H, Guha J and Lu H Z. 1994. Hydrothermal origin of top Sinian Chert Formation at Gusui, western Guangdong, China petrologic and geochemical evidence[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 12(3): 1-11(in Chinese with English abstract).
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, Dilek Y, Hou Z Q and Mo X X. 2013. The origin and pre-cenozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. Gondwana Research, 23(4): 1429-1454.
- Zhu J, Liu Z X, Zhang H J, Tian W X, Li, X W, Tan M T, Li Z H and Gong Z Y. 2003. Tibet 1:250 000 Latse County district survey[R]. Hubei Geological Survey(in Chinese).
- 质与分布:来自热水流体活动的证据[J]. 地质学报, 79(1): 68-77.
- 林寿洪. 2012. 日喀则大竹卡组的沉积环境及构造演化[J]. 企业技术开发, 31(13): 72-75.
- 刘安琳. 2020. 藏南典型地区林子宗火山岩成分的时空对比及其构造含义[D]. 导师: 朱弟成. 武汉: 中国地质大学.
- 刘宝珺, 余光明, 陈成生. 1990. 西藏日喀则地区第三系大竹卡组砾质扇三角洲——片状颗粒流沉积[J]. 岩相古地理, 1990(1): 1-11.
- 刘富军, 秦松, 孙传敏. 2019. 西藏冈底斯东段扎雪地区林子宗群帕那组火山岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义[J]. 地质论评, 65(5): 1131-1152.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 1984. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 154-169.
- 吕志成, 刘丛强, 刘家军, 吴丰昌. 2004. 北大巴山下寒武统重晶石矿床赋矿硅质岩地球化学研究[J]. 地质学报, 78(3): 390-406.
- 毛景文, 杨宗喜, 谢桂青, 袁顺达, 周振华. 2019. 关键矿产——国际动向与思考[J]. 矿床地质, 38(4): 689-698.
- 王东安. 1981. 雅鲁藏布江深断裂带所产硅质岩的特征及其成因[A]. 西藏南部的沉积岩[C]. 北京: 科学出版社. 1-86.
- 王香桂, 伍乾富, 伍坤宇, 沈立成. 2011. 搭格架温泉水化学特征及其约束因素研究[J]. 西北地质, 44(2): 157-164.
- 赵元艺, 赵希涛, 马志邦. 2006a. 西藏搭格架热泉型铯矿床年代学研究[J]. 岩石学报, 22(3): 717-724.
- 赵元艺, 聂凤军, 侯增谦, 李振清, 赵希涛, 马志邦. 2006b. 西藏搭格架热泉型铯矿床地质特征及形成时代[J]. 矿床地质, 25(3): 281-291.
- 赵元艺, 聂凤军, 侯增谦, 李振清, 赵希涛, 马志邦. 2006c. 西藏搭格架热泉型铯矿床同位素特征及形成过程[J]. 矿床地质, 25(5): 613-619.
- 赵元艺, 聂凤军, 侯增谦, 李振清, 赵希涛, 马志邦. 2007. 西藏搭格架热泉型铯矿床地球化学[J]. 矿床地质, 26(2): 163-174.
- 赵元艺, 韩景仪, 郭立鹤, 钱作华, 周永章, 聂凤军, 李振清. 2008. 西藏搭格架热泉型铯矿床矿物学与矿石组构特征及地质意义[J]. 岩石学报, 24(3): 519-530.
- 赵元艺, 赵希涛, 李振清, 李波涛. 2010. 西藏第四纪铯矿类型及其成矿特征[J]. 矿床地质, 29(增): 399-400.
- 郑绵平, 王秋霞, 多吉, 刘杰, 平措旺杰, 张苏春. 1995. 水热成矿新类型——西藏铯华矿床[M]. 北京: 地质出版社. 110 页.
- 周永章. 1990. 丹池盆地热水成因硅岩的沉积地球化学特征[J]. 沉积学报, 8(3): 75-83.
- 周永章, 涂光炽, Chown E H, Gu H J, 卢焕章. 1994. 粤西古水剖面震旦系顶部层状硅岩的热水成因属性: 岩石学和地球化学证据[J]. 沉积学报, 12(3): 1-11.
- 朱杰, 刘早学, 张汉金, 田望学, 李雄伟, 谭满堂, 李振华, 龚志愚. 2003. 西藏 1: 25 万拉孜县幅区调[R]. 湖北省地质调查院.

附中文参考文献

- 陈炳翰, 李鹏, 刘建楠. 2023. 中国铯矿成矿规律概要[J]. 中国地质, 1-17. doi: 10.12029/gc 20220321002.
- 董国臣. 2002. 西藏林周盆地林子宗火山岩及其反演的印度—欧亚大陆碰撞过程[D]. 导师: 莫宣学. 北京: 中国地质大学.
- 董普, 肖荣阁. 2005. 铯盐应用及铯(碱金属)矿产资源评价[J]. 中国矿业, 14(2): 30-34.
- 呼建雄, 陈建林, 姚胜, 曾云川, 雷鸣, 熊秋伟, 刘希军. 2018. 冈底斯弧西部林子宗群年波组火山岩锆石 U-Pb 年代学、岩石成因及其指示[J]. 地球化学, 47(6): 699-711.
- 黄万抒, 李新冬. 2003. 铯的用途与提取分离技术研究现状[J]. 稀有金属与硬质合金, 31(3): 18-20.
- 李皓扬, 钟孙霖, 王彦斌, 朱弟成, 杨进辉, 宋彪, 刘敦一, 福元. 2007. 藏南林周盆地林子宗火山岩的时代、成因及其地质意义: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 23(2): 493-500.
- 李建国, 郭震宇, 张一勇. 2009. 西藏日喀则恰布林剖面大竹卡组孢粉组合及其时代和古环境、古地理意义[J]. 古生物学报, 48(2): 163-174.
- 李建武, 李天骄, 贾宏翔, 王安建. 2023. 中国战略性关键矿产目录厘定[J]. 地球学报, 44(2): 261-270.
- 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 孟祥金. 2005. 藏南上地壳低速高导层的性