

西南三江特提斯洋扩张与晚古生代东冈瓦纳裂解: 来自甘孜蛇绿岩辉长岩的 SHRIMP 年代学证据

闫全人 王宗起 刘树文 李秋根 张宏远 王涛 刘敦一
石玉若 简平 王建国 张德会 赵建

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 北京离子探针中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100029; 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081. E-mail: gryan@cags.net.cn)

摘要 辉长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果确定: 四川甘孜县城南 7 km 水电站蛇绿岩的同位素地质年代为 292 ± 4 Ma ($n=21$), 表明甘孜-理塘特提斯洋盆形成于晚石炭世末或早二叠世初。综合前人研究成果分析, 西南三江特提斯洋盆的形成是东冈瓦纳大陆于石炭纪至二叠纪大规模裂解的产物。

关键词 辉长岩 SHRIMP 年代 甘孜蛇绿岩 甘孜-理塘特提斯洋 东冈瓦纳裂解

西南三江地区发育 4 条蛇绿混杂带: 甘孜-理塘蛇绿混杂带(Oph1)、金沙江-哀牢山蛇绿混杂带(Oph2)、澜沧江-孟连-昌宁蛇绿混杂带(Oph3)及丁青-八宿蛇绿混杂带(Oph4), 与之配对的分别是义敦岛弧(Va1)、江达-维西岛弧(Va2)、妥坝-南佐-云县-景洪弧(Va3)以及左贡-路西岛弧(Va4)。蛇绿混杂带与岛弧构造组合间夹有一系列微陆块^[1,2](图 1(a))。如此地质表象暗含着以下重要科学问题: (1)蛇绿混杂带所代表的洋盆是何时扩张形成的? (2)微陆块是从何处拉裂出来的? (3)洋盆扩张与微陆块裂离的关系? (4)洋盆何时俯冲闭合并经弧-陆碰撞与陆块焊合的?

甘孜-理塘构造带为西南三江特提斯构造域的重要组成部分, 也是义敦岛弧与松潘-甘孜地块间的重要构造界线。甘孜-理塘构造带最初被推断为弧后扩张带^[3,6], 后经刘宝田等人^[7]、侯立伟等人^[8]和王连成等人^[9]研究, 甘孜-理塘构造带被确定为一条代表板块俯冲碰撞的蛇绿混杂带。Sengor^[10]和Hsu等人^[11]提出该构造带是一个非并置缝合带, 其下可能为洋壳岩石圈。近年来大量的岩石学和地球化学研究成果表明, 甘孜-理塘俯冲增生杂岩带或俯冲消减带中含有大量的蛇绿岩块/岩片^[3,4,12~14], 与洋脊火山岩、放射虫硅质岩及其他深水沉积岩混杂, 代表特提斯洋盆的存在^[11]。由于缺乏精确的同位素地质年代学数据约束, 不同学者对甘孜-理塘特提斯洋形成时代的认识不一, 所给定或推测的时代从早石炭世到晚三叠世不一而同^[1~14]。应用 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年方法, 本文测得甘孜蛇绿岩辉长岩的结晶分离年龄为

292 ± 4 Ma, 从而确定了甘孜-理塘特提斯洋的蛇绿岩或洋壳的形成年代为石炭纪末或二叠纪初。结合前人研究成果, 本文讨论了这次海底扩张事件与上述微陆块裂离或晚古生代东冈瓦纳裂解的关系。

1 地质背景及甘孜蛇绿岩基本特征

甘孜-理塘蛇绿混杂带西起玉树, 经玉隆、甘孜、理塘至木里, 为一条向北方向凸出的弧形构造带, 长约 700 km, 宽 5~20 km。该带西南侧为义敦岛弧地体, 东北侧为松潘-甘孜地块(图 1(b))。甘孜-理塘蛇绿混杂带内含代表洋壳残片的超镁铁/镁铁质岩体和岩墙、深海放射虫硅质岩, 与由构造作用和滑塌作用所形成的构造岩块/片相混杂, 并以外来构造体的形式裹于浊积岩基质中。超镁铁质/镁铁质岩体、岩墙及各种堆晶岩出露规模较小, 沿断裂带呈串珠状产出^[3,4,7~9,12,13]。枕状玄武岩和硅质岩相对分布较广。

本文研究的甘孜蛇绿岩位于甘孜县城南 7 km 水电站后山(N31°36.001', E99°57.149'), 东西长约 1 km, 南北宽约 300 m。岩石组合包括放射虫硅质岩、枕状熔岩、席状辉长辉绿岩、层状辉长岩、堆晶辉石岩及辉橄岩。枕状熔岩具斑状结构, 斑晶为单斜辉石(图 2(a))。辉长辉绿岩主要矿物为单斜辉石和斜长石, 具绿泥石化、绿帘石化蚀变(图 2(b))。辉长岩具典型的层状堆积构造, 由粗粒辉长岩与细粒辉长岩互层构成, 露头处可见十多个粗-细堆积层序。主要矿物为斜长石和辉石, 斜长石具聚片双晶结构, 辉石已强烈蚀变(图 2(c))。堆晶辉石岩由等粒状辉石近平行排列构成“层状”结构, 辉石颗粒周缘发育浅色蚀变边。

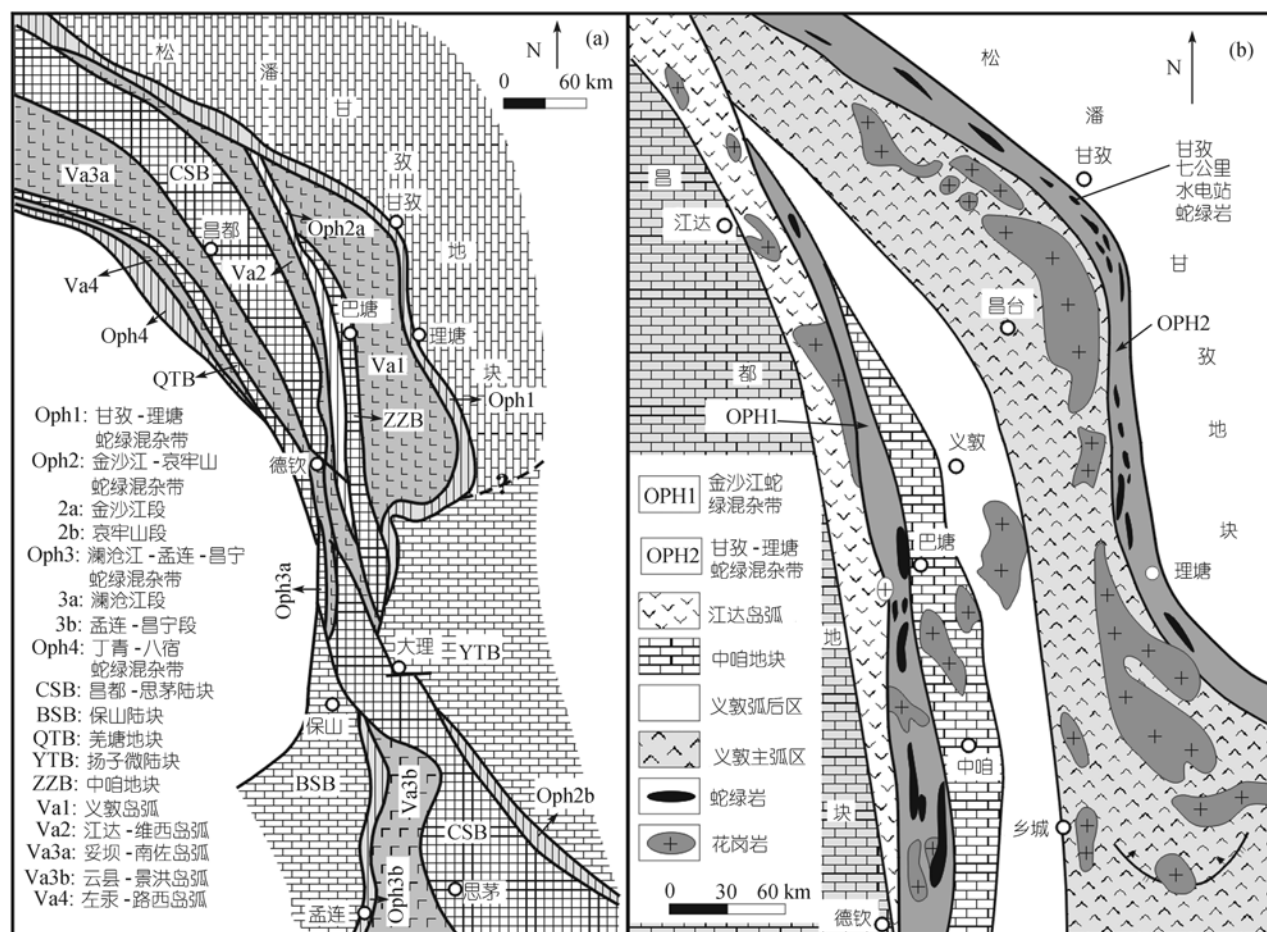


图 1

(a) 三江地区构造简图(据文献[1,2]); (b) 甘孜-理塘蛇绿混杂带甘孜段地质简图(据文献[3,4])

含少量橄榄石, 已强烈蛇纹石化(图 2(d)). 辉橄岩为蚀变单辉辉橄岩, 半自形粒状结构. 橄榄石呈龟裂状, 强烈蛇纹石化(图 2(e)). 甘孜蛇绿岩已遭受强烈构造肢解, 蛇绿岩层序不完整. 局部可见硅质岩和枕状熔岩连续层序, 硅质岩中发现的放射虫化石, 因构造蚀变已难以鉴定地质时代.

主量元素和稀土-微量元素分析分别在北京大学地球与空间科学学院的 XRF 和 ICP-MS 实验室进行. 分析结果(表 1)表明, 甘孜蛇绿岩中堆晶辉长岩和席状辉长辉绿岩、辉绿岩的稀土含量较低, 轻稀土元素明显亏损, 呈左倾型分布, 展示了与 N-MORB 一致的特征(图 3(a)). 微量元素初始地幔标准化分布型式与 N-MORB 相似, 但大离子亲石元素(Ba, Rb, Sr 和 K)变异较大, 高场强元素 P 表现为亏损(图 3(b)), 可能是构造蚀变所引起. 在构造环境判别图(图 3(c))上, 甘孜蛇绿岩中堆晶辉长岩、层状辉长岩和枕状玄武岩

均落于 N-MORB 区. 岩石组合特征和地球化学分析结果表明, 甘孜七公里水电站蛇绿岩为大洋扩张的产物, 也证明了甘孜-理塘特提斯洋盆的存在.

2 辉长岩 SHRIMP 测年和结果分析

本文锆石 U-Pb 测年在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心的 SHRIMP 上采用标准测定程序进行, 详细的分析流程见文献[17,18]的详细论述. 应用澳大利亚国家地调局标准锆石 TEM 进行元素间的分馏校正, 并应用澳大利亚国立大学地学院标准锆石 SL13(572 Ma, U=238 $\mu\text{g/g}$) 标定样品的 U, Th 及 Pb 含量. 数据处理采用 PRAWN 软件. 普通 Pb 由实测 ^{204}Pb 及 Cumming-Richard 模式铅成分校正. 所有测点的误差均为 1σ , 所采用的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄具 95% 的置信度. 甘孜蛇绿岩辉长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果见表 2 和图 4.

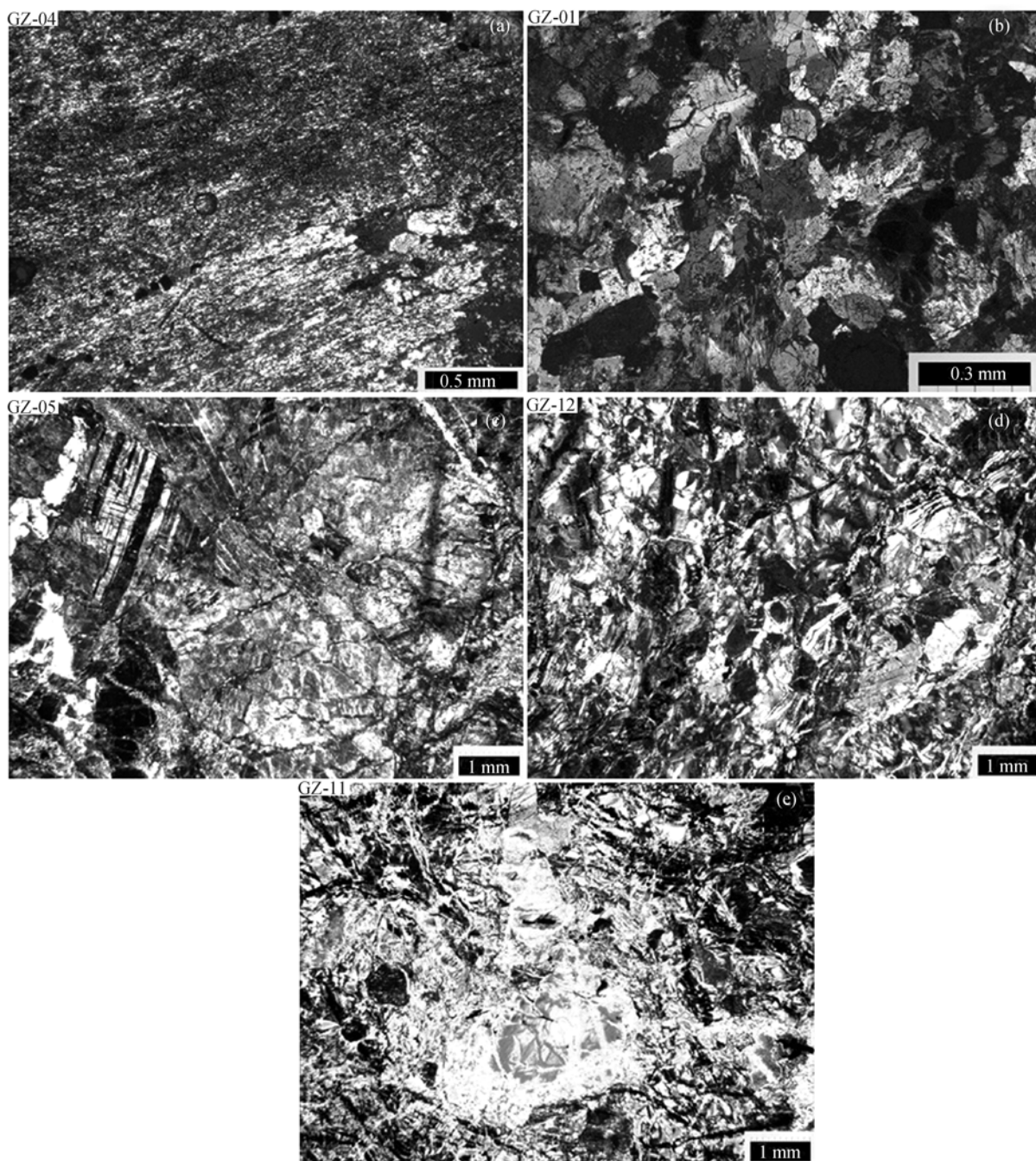


图2 甘孜蛇绿岩的岩石组合及其显微结构特征(正交偏光)

(a) 枕状熔岩; (b) 辉长辉绿岩; (c) 粗粒堆晶辉长岩; (d) 粗粒堆晶橄辉岩; (e) 辉橄岩

甘孜蛇绿岩辉长岩中锆石含量较低。锆石晶粒无色透明, 短柱状或等粒状, 大小 50~100 μm 。CL 图像(图 5)揭示, 大部分锆石内部均匀, 无明显的结构特征。仅颗粒 GZ5-1, GZ5-2, GZ5-3 和 GZ5-8 略具模

糊的环带结构。颗粒 GZ5-10 和 GZ5-13 内部存在不规则晶核。

甘孜蛇绿岩辉长岩中锆石的 U 含量低但很均匀, 为 40~67 $\mu\text{g/g}$, 仅见一变异颗粒(GZ5-8, U=8 $\mu\text{g/g}$)。

表 1 甘孜蛇绿岩地球化学分析结果

岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	总和			
GZ1 堆晶橄辉岩	37.95	1.95	13.06	26.64	3.58	0.34	6.03	3.92	0.32	0.06	5.96	99.81			
GZ2 枕状玄武岩	51.91	0.36	14.97	6.55	8.66	0.13	10.30	4.13	0.27	0.01	2.76	100.05			
GZ3 层状辉长岩	48.61	1.24	14.41	12.36	6.02	0.20	9.24	4.14	0.11	0.03	3.16	99.52			
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TREE
GZ1 堆晶橄辉岩	1.51	4.75	0.89	5.35	2.08	0.87	3.05	0.66	4.69	1.10	3.23	0.53	3.67	0.58	32.96
GZ2 枕状玄武岩	1.25	3.41	0.52	2.58	0.82	0.30	1.12	0.22	1.58	0.37	1.14	0.18	1.07	0.18	14.74
GZ3 层状辉长岩	1.23	3.85	0.78	4.59	1.98	0.90	2.89	0.61	4.27	0.92	2.78	0.45	2.89	0.43	28.57
	Y	Ba	Co	Ga	Cu	Pb	Li	Rb	Zr	Nb	Ta	Th	U	Sr	Sc
GZ1 堆晶橄辉岩	28.68	22.01	60.749	11.628	14.099	1.837	5.889	11.649	47.122	0.791	0.051	0.186	0.378	67.487	57.004
GZ2 枕状玄武岩	9.59	27.00	27.594	5.848	22.095	1.931	9.317	9.129	23.533	0.344	0.029	0.115	0.098	84.009	32.359
GZ3 层状辉长岩	21.68	32.76	39.275	7.745	16.374	2.512	6.877	5.164	43.565	0.579	0.049	0.124	0.182	116.98	37.985

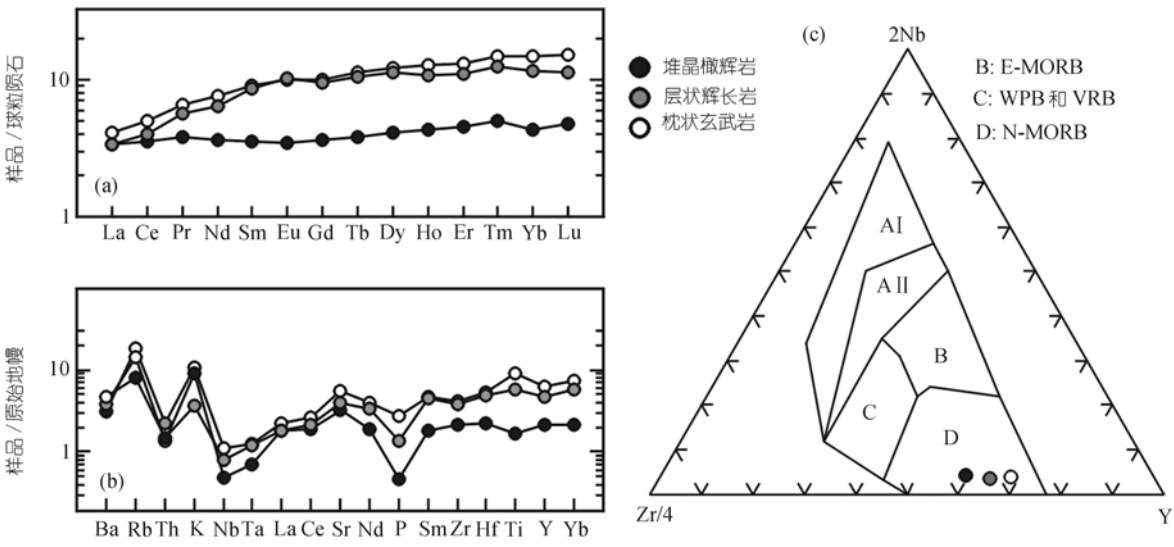


图 3

(a) 甘孜蛇绿岩球粒陨石标准化稀土分布型式; (b) 甘孜蛇绿岩初始地幔标准化微量元素蜘蛛图(稀土和微量元素标准化参数数据文献[15]); (c) 甘孜蛇绿岩构造环境判别图(据文献[16])

除颗粒 GZ5-18 的 Th/U 比值相对较大(为 1.15)外, 其他的 Th/U 比值变化范围较小, 为 0.68~0.92. 这些特征表明所有测年锆石晶粒应是从同一岩浆中结晶形成的. 除 GZ5-8 远离主锆石群外, 这些分析在锆石 U-Pb 一致曲线图(图 4)中构成非常集中的主锆石群, 21 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 292 ± 4 Ma (Chi square=0.89), 即甘孜蛇绿辉长岩的结晶年龄.

需指出, 个别含有晶核的锆石晶粒, 如 GZ5-10 和 GZ5-13, 给出了 328 ± 24 Ma 和 319 ± 22 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 略老于主锆石群或在误差范围内与之相当, 但其 U 含量以及 Th/U 比值并未显示出与其他低 U 无结构锆石有明显区别. 而另一些低 U 无结构锆石, 如 GZ5-15 和 GZ5-18, 同样给出了略老于主锆石群或在误差范围内与之相当的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄

表 2 甘孜七公里水电站蛇绿岩辉长岩 SHRIMP 测年结果

测点	U/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/U	Pb*/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	普通 $^{206}\text{Pb}/\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		年龄/Ma	
						误差	误差	误差	误差	误差	误差	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma$
GZ5-1	50	37	0.74	3	0.0052	0.0432	0.0023	0.419	0.053	0.0703	0.0075	273	14
GZ5-2	40	27	0.68	2	0.0235	0.0471	0.0043	0.495	0.197	0.0763	0.0287	296	27
GZ5-3	57	40	0.70	3	0.0279	0.0397	0.0025	0.400	0.153	0.0732	0.0270	251	16
GZ5-4	63	52	0.84	3	0.0225	0.0457	0.0034	0.592	0.170	0.0939	0.0251	288	21
GZ5-5	44	32	0.73	3	0.0276	0.0454	0.0027	0.606	0.226	0.0968	0.0349	286	17
GZ5-6	50	38	0.77	3	0.0493	0.0461	0.0030	0.424	0.153	0.0667	0.0232	290	19
GZ5-7	65	49	0.75	4	0.0002	0.0462	0.0028	0.514	0.110	0.0808	0.0159	291	18
GZ5-8	8	8	0.91	1	0.2288	0.0469	0.0098	1.345	1.043	0.2079	0.1499	295	61
GZ5-9	52	48	0.92	3	0.0232	0.0460	0.0045	0.378	0.080	0.0595	0.0104	290	28
GZ5-10	45	38	0.85	3	0.0377	0.0522	0.0039	0.342	0.188	0.0475	0.0254	328	24
GZ5-11	50	43	0.85	3	0.0064	0.0448	0.0025	0.499	0.118	0.0807	0.0181	283	16
GZ5-12	67	49	0.73	3	0.0080	0.0432	0.0042	0.447	0.067	0.0751	0.0078	272	26
GZ5-13	43	36	0.85	3	0.0002	0.0507	0.0035	0.631	0.068	0.0902	0.0066	319	22
GZ5-14	58	49	0.84	3	0.0046	0.0481	0.0030	0.524	0.054	0.0791	0.0059	303	18
GZ5-15	56	43	0.76	3	0.0424	0.0498	0.0039	0.721	0.195	0.1050	0.0261	313	24
GZ5-16	44	35	0.79	2	0.0585	0.0483	0.0029	0.210	0.124	0.0315	0.0182	304	18
GZ5-17	52	47	0.92	3	0.0211	0.0443	0.0031	0.604	0.107	0.0988	0.0152	279	19
GZ5-18	40	46	1.15	3	0.0236	0.0500	0.0030	0.671	0.150	0.0972	0.0203	315	18
GZ5-19	49	41	0.84	3	0.0002	0.0479	0.0031	0.582	0.083	0.0881	0.0104	302	19
GZ5-20	63	45	0.71	3	0.0002	0.0460	0.0027	0.423	0.047	0.0667	0.0058	290	16
GZ5-21	49	33	0.67	3	0.0062	0.0486	0.0023	0.493	0.070	0.0736	0.0095	306	14
GZ5-22	54	42	0.76	3	0.0114	0.0440	0.0046	0.390	0.073	0.0643	0.0092	278	29

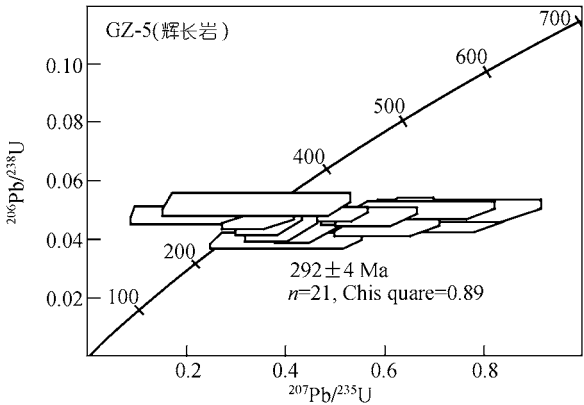


图 4 甘孜蛇绿岩辉长岩锆石 U-Pb 一致曲线

(313±24 和 315±18 Ma). 这些锆石的年龄并未远离主锆石群, 不可能是较早一次海底扩张事件的记录.

3 讨论: 三江特提斯洋扩张与晚古生代东冈瓦纳裂解的亲缘性

3.1 三江特提斯洋扩张的时代

造山带蛇绿岩是古洋壳存在的物质记录, 也是

威尔逊板块构造旋回的初始时间端元. 研究表明, 辉长岩是地幔(大洋地幔和/或大陆地幔)部分熔融后又经历了岩浆结晶分异的产物, 其成岩年龄对于蛇绿岩同位素地质年代学研究具有重要意义. Abati 等人 [19] 对西班牙 Galicia 被动大陆边缘辉长岩的锆石 U-Pb 及角闪石 Ar-Ar 年代学研究表明, 与大陆裂解有关的岩浆从形成、固结到侵位(或揭顶, unroofing)所持续的时间极短, 仅为 3.5 Ma 左右. 另外, 辉长岩中锆石组成往往较简单, 同位素体系封闭性较好, 如大洋辉长岩中锆石组成为单一的岩浆锆石, 因而其同位素年龄的地质意义单一而明确: 辉长岩的结晶年龄可以直接反映从地幔中部分熔融分离出来的时代, 即蛇绿岩或大洋地壳的形成时代 [20]. 尽管有时辉长岩由于壳幔物质的混染而含少量继承锆石, 但它可以揭示更多岩石成因和构造环境方面的信息 [18].

本文辉长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年结果可以明确标定: 甘孜-理塘特提斯洋的扩张时代为 292±4 Ma, 晚石炭世 Gzhelian 期或早二叠世 Asselian 期. 位于义敦岛弧的海子山岩体中的闪长岩(224±3 Ma, n=16)和

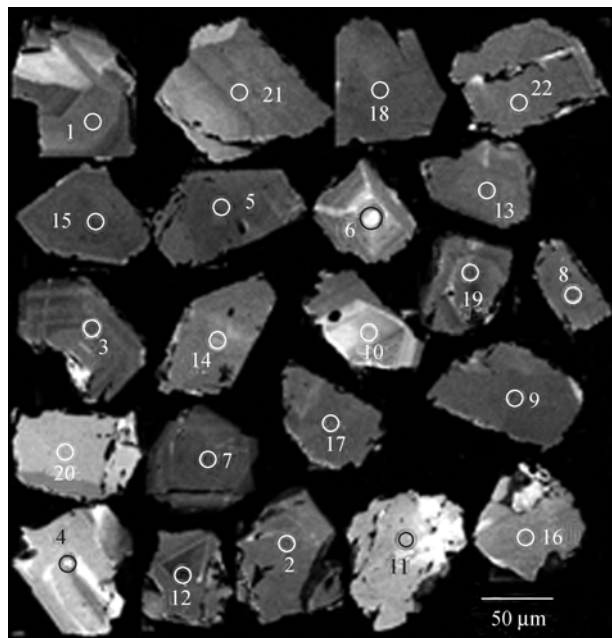


图 5 甘孜蛇绿岩辉长岩锆石 CL 图像
图中数字代表测点编号

花岗闪长岩(213 ± 3 Ma, $n=13$)以及义敦弧后区的乡城闪长玢岩(222 ± 3 Ma, $n=18$)可能记录了义敦岛弧与中咱地块于三叠纪 Carnian 期至 Norian 期的弧-陆碰撞或后碰撞构造热事件的年龄(闫全人等, 另文), 标志着甘孜-理塘特提斯洋最终闭合、消亡。与金沙江-哀牢山特提斯洋闭合、昌都-思茅地块与扬子地块碰撞的时代($255 \pm 8 \sim 227 \pm 5$ Ma)^[21]一致。

根据同位素年代学、生物和化学地层学研究结果, Wang 等人^[21]提出金沙江-哀牢山特提斯洋金沙江段形成于晚泥盆世至早石炭世期间($340 \pm 3 \sim 294 \pm 3$ Ma)。但最新 SHRIMP 年代学研究表明, 金沙江特提斯洋可能经历了两次海底扩张事件^[22]。如, 之用角闪辉长岩和书松斜长岩的 SHRIMP 年龄(328 ± 8 和 329 ± 7 Ma)代表了中石炭世 Visean 期的海底扩张事件。白马雪山辉长岩中一组介于 $282 \sim 285$ Ma 的年龄, 反映了二叠纪初(Sakmarian 期)的另一次海底扩张事件, 与本文给定的甘孜-理塘特提斯洋盆的形成年代接近。而书松斜长岩中 368 ± 7 Ma, 之用角闪辉长岩中 357 ± 9 Ma 以及白马雪山辉长岩中 352 ± 9 和 375 ± 10 Ma 的年龄暗示金沙江蛇绿岩浆活动可能始于晚泥盆世。娘九丁斜长花岗岩(285 ± 6 Ma)和雪堆斜长花岗岩(300 ± 5 Ma)则可能记录了金沙江特提斯洋俯冲消减事件的时代。侵入蛇绿岩中的吉义独花岗闪长岩的

年龄(263 ± 6 Ma)可能代表了弧陆碰撞时代, 与甘孜-理塘特提斯洋闭合、消亡以及 Wang 等人^[21]确定的金沙江-哀牢山特提斯洋闭合、昌都-思茅地块与扬子地块碰撞的时代($255 \pm 8 \sim 227 \pm 5$ Ma)大体相当。对滇西双沟蛇绿岩中辉长岩和斜长花岗岩的同位素年代学研究^[21-23]表明, 金沙江-哀牢山特提斯洋哀牢山段的大洋扩张略早一些, 为 362 ± 41 Ma(辉长岩锆石 U-Pb 年龄), 辉长岩中角闪石 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄(349 ± 13 Ma)以及斜长花岗岩锆石 U-Pb 年龄(328 ± 16 Ma)则代表了哀牢山段特提斯洋形成成熟洋壳的时代, 即早石炭世。由此分析, 形成金沙江-哀牢山特提斯洋的海底扩张活动始于晚泥盆世, 大洋扩张峰期为石炭纪~早二叠世。这也为古生物化石证据所证实。如, 放射虫组合、硅同位素及稀土元素特征表明, 哀牢山带晚泥盆世为深海环境, 陆内裂谷型, 早石炭世则是一个小洋盆环境^[24]。

孟连-昌宁-澜沧江蛇绿混杂带被认为是古特提斯多岛洋盆的主支^[25]。但关于该带蛇绿岩同位素年代学研究鲜见报道。古生物化石证据及地层对比揭示, 该蛇绿混杂带所代表的洋盆于石炭纪开始扩张, 二叠纪时已经拉开为成熟大洋盆地^[26-29]。邓希光等人^[30,31]研究表明, 位于丁青-八宿蛇绿混杂带西段的冈玛日-桃形错蓝片岩的原岩为大洋板内洋岛型碱性玄武岩, 蓝闪石 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄($275 \sim 287$ Ma)代表该特提斯洋闭合、蛇绿岩侵位的时代(早二叠世)。这一结果与金沙江-哀牢山特提斯洋的俯冲-弧陆碰撞的同位素年代^[21,22]相当。由此分析丁青-八宿提斯洋至少形成于早二叠世以前。

以上同位素年代学及古生物年代学的综合研究表明, 三江特提斯洋盆扩张始于晚泥盆世, 大规模海底扩张或特提斯洋盆的形成发生于石炭纪~早二叠世。

3.2 特提斯洋扩张与东冈瓦纳大陆裂解

东冈瓦纳大陆是在冈瓦纳大陆形成前由澳大利亚、南极、印度及一些微陆块(如华北、华南、塔里木、印支、羌塘-思茅、Sibumasu(含宝山和腾冲地块)、南西 Borneo, Semitau, 西 Burma, Sikuleh, Natal, Bangkulu 以及海南岛等)构成的联合古大陆^[32-34]。对此尚有争议。潘桂棠等人^[35]和李振兴等人^[36]认为晚前寒武纪末~早古生代初泛大陆解体后, 整个古生代期间全球大陆可划分为 3 个独立的陆块群: 冈瓦纳、劳亚和泛华夏大陆群。泛华夏大陆群由扬子、华夏、

中朝、昆仑-羌塘-昌都-印支、柴达木、塔里木等微陆块组成。但古生物地层对比研究表明：扬子、华夏、中朝、羌塘-昌都、塔里木等陆块在古生代期间均属东冈瓦纳大陆的组成部分。如，珠峰地区奥陶纪头足类化石主要是华北型的，三叶虫化石与华中的相同，石炭纪~二叠纪珊瑚、腕足与新疆、内蒙古相似^[37]。藏北申扎地区古生代地层与珠峰北坡基本相同，也可与中国南方同时代地层对比。其中含 *Sinoceras* 等化石的中奥陶统与扬子地台的宝塔灰岩完全相同^[38]。中英联合考察成果证明：羌塘-昆仑-祁连在整个古生代是连在一起的^[39]，奥陶纪以来的古生代时期青藏高原是浅海环境，无大洋存在^[40,41]。最新的 1/25 万地质调查发现：聂木拉、江孜、多巴、申扎、亚东等地广泛存在泛非基底(451~562 Ma)^[42,43]，可与南极格罗夫山-南查尔斯王子山泛非缝合带($501 \pm 7 \sim 534 \pm 5$ Ma)^[44]对比。简平等^[22]获得的部分 SHRIMP 年龄(807 ± 18 , 634 ± 15 Ma)暗示三江特提斯洋扩张的基底可能为前寒武纪和泛非(558 ± 13 Ma)的。另外，1/25 万地质调查还再次发现：改则、措勤、邦多和措麦等地冈瓦纳舌羊齿植物群与华夏大羽羊齿植物群混生^[45,46]，并新发现东昆仑布达坂和木孜塔格地区发现的冈瓦纳相冷水型单通道蜓(*Monodioxodina muztagaensis* Sun)^[47-49]。黄汲清等人^[50]提出龙木错-玉树缝合带(即金沙江蛇绿混杂带)是二叠纪末形成的华力西缝合带。新近完成的 1/25 万地质调查证实，木孜塔格-玛沁缝合带也是华力西缝合带^[51,52]。根据以上最新资料分析，青藏高原在古生代时期不存在具古生物和古地理分区性质的大洋。这一时期，中朝、扬子、塔里木等微陆块位于东冈瓦纳大陆北部边缘，属东冈瓦纳的组成部分^[53]。

古地磁极移曲线拟合研究结果表明，早古生代，扬子地块是冈瓦纳大陆的组成部分，与印度-喜马拉雅-澳大利亚等古陆块临近。晚泥盆世，冈瓦纳大陆发生大规模顺时针旋转，扬子地块于约 400 Ma 开始与冈瓦纳大陆分离^[54,55]。这一结论为新的地层古生物证据所证实。通过 1/5 万中甸幅地质填图，张世涛等人^[14]在中甸劳改皮一带的甘孜-理塘带内发现了泥盆系深水沉积岩，其中含有大量中晚泥盆世深海-半深海相的放射虫(泡沫虫)化石和竹节石化石。同时地球化学研究表明，上述含化石硅质岩的形成环境为被动大陆边缘环境。这表明：可能伴随着冈瓦纳大陆的裂解，甘孜-理塘特提斯洋于泥盆纪早期开始张裂，

中晚泥盆世期间已拉张成为深水海盆。早石炭世(328 Ma左右)时开始发育大洋地壳。这一发现也与本文以及 Wang 等人^[21]和简平等^[23]关于甘孜-理塘混杂带以及金沙江-哀牢山混杂带蛇绿岩 SHRIMP 年代学研究结果一致。

Metcalf^[56,57]认为：东南亚显生宙构造演化包涵了大陆地体从冈瓦纳大陆边缘的裂离、向北漂移以及拼接或增生等地质作用过程。其中，华南、印支、羌塘-思茅和海南地体于泥盆纪期间从冈瓦纳大陆边缘裂离出来，形成了古特提斯。Sibumasu 地块在早二叠世晚期与冈瓦纳分离，形成了中特提斯。西 Burma, Sikuleh 和 Natal 等地块在晚三叠世~晚侏罗世时期从冈瓦纳大陆北缘裂离，形成了新特提斯。最近研究表明，藏南记录冈瓦纳大陆解体和特提斯洋形成的大陆拉伸和初始裂谷火山活动发生于石炭纪~二叠纪^[58]。与本文测年结果一致。在高原北部，形成于 346 ± 0.9 Ma(角闪石 Ar/Ar 年龄)的西金乌兰湖-移山湖辉绿岩墙群表明，木孜塔格-阿尼玛卿洋的海底扩张活动为早石炭世 Visean 期^[51,52]，是冈瓦纳大陆裂解在高原北部的具体表现。钟大赉^[59]认为扬子地块内与地幔柱有关的岩浆出现在晚泥盆世~晚二叠世，并在此期间地幔柱岩浆活动的规模和强度逐渐增加，玄武岩分布中心从广西的南宁-百色之间逐渐向北西 310° 方向迁移了约 600 km。该地幔柱岩浆活动的时期与三江特提斯洋盆演化的时期大体吻合。但张旗等人^[60]认为金沙江-哀牢山特提斯洋盆的张开与地幔柱岩浆活动并无关系，而是这一迁移轨迹可能受金沙江-哀牢山洋盆扩张的影响。这表明晚古生代冈瓦纳大陆裂解在扬子内部也有显著的物质表现和年代记录。这些研究成果及本文测年结果表明，西南三江地区及高原周缘特提斯洋主要形成于石炭世至早二叠世期间。然而，西南三江及邻区特提斯的形成尽管时间上略有差异，但并不具有如 Metcalf 所定义的冈瓦纳裂解及特提斯洋形成的三阶段模式。

以上同位素年代学与综合研究表明，扬子、华夏、中朝、羌塘、昌都-思茅、中咱以及塔里木等地块在早古生代期间均属东冈瓦纳大陆的组成部分。东冈瓦纳大陆的裂解可能始于晚泥盆世，石炭纪至二叠纪初裂解作用达到高峰，三江特提斯洋盆最终形成。而且，与三江特提斯同时期发育的裂谷作用或海底扩张事件在藏南以及高原北部也非常普遍，如

藏南石炭纪~二叠纪的大陆裂谷火山活动和木孜塔格-阿尼玛卿洋早石炭世的海底扩张活动. 从古构造格局分析, 三江或青藏高原周缘的特提斯洋为微陆块从东冈瓦纳裂离后所形成的陆间有限小洋盆, 并非真正意义上的开阔大洋. 然而, 就目前已有同位素地质年代学数据对比, 三江及高原南北两侧特提斯洋盆的形成, 与Metcalf提出的东南亚特提斯三阶段模式并不相符. 另外, 考虑到扬子、羌塘、昌都-思茅、中咱和保山等地块的亲缘性及其从冈瓦纳裂离的时代仍不清楚, 三江特提斯是否与印支半岛-海南岛或整个东南亚特提斯洋演化^[56,57,61,62]相似或一致, 还需进一步研究、对比.

致谢 研究过程中, 作者与牛宝贵、任纪舜、姜春发和Edmund Chang 等进行了广泛讨论, 张旗审阅了本文初稿并提出改正意见, 使作者受益匪浅. 也衷心感谢三位审稿人对本文的审阅和建设性修改意见. 制样与分析过程中, 得到了北京离探针中心陶华、杨之青、王彦斌、万渝生、宋彪以及张玉海等的帮助, 中国科学院地质与地球物理研究所及中国地质科学院矿床研究所电子探针实验室徐平、马玉光、陈振宇和周剑雄帮助作者完成阴极发光照相, 在此一并表示感谢. 本工作受科学技术部 973 项目(2002CB412608)、国家自然科学基金(批准号: 40172071, 40472119)、国家自然科学基金国际合作交流项目(40211120151)、国土资源部百名优秀青年科技人才计划及中国地质调查局项目(200313000057)资助.

参 考 文 献

- 1 莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 等. 西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义. 高校地质学报, 2001, 7(2): 121~138
- 2 侯增谦, 卢记仁, 李红阳, 等. 中国西南特提斯构造演化——幔柱构造控制. 地球学报, 1996, 17(4): 439~453
- 3 邹光富, 侯立伟, 尹显科. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩特征及其构造意义. 四川地质学报, 1994, 14(1): 17~24
- 4 许志琴, 侯立伟, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 1~190
- 5 张之孟, 金蒙. 川西南乡城-得荣地区的两种混杂岩及其构造意义. 地质科学, 1979, (3): 205~213
- 6 李春昱. 中国板块构造的轮廓. 中国地质科学院院报, 1980, 2(1): 11~22
- 7 刘宝田, 江耀明, 曲景川. 四川理塘-甘孜一带古洋壳的发现及其对板块构造的意义. 见: “三江”专著编辑委员会编. 青藏高原地质文集(12). 北京: 地质出版社, 1983. 119~127
- 8 侯立伟, 付德明, 戴丙春, 等. 藏东川西地区岩浆活动的主要特征及其与板块构造、内生矿产的关系. 见: “三江”专著编辑委员会编. 青藏高原地质文集(13). 北京: 地质出版社, 1983. 69~106
- 9 王连成, 张旗. 四川理塘蛇绿混杂岩——一个以火山岩为基质的蛇绿混杂带. 岩石学报, 1985, 1(2): 17~27
- 10 Sengor A M C. Tectonics of the Tethysides: Orogenic collision development in a collision setting. Annual Review of Earth and Planet Sciences, 1987, 15: 213~224 [DOI]
- 11 Hsu K J, Pan G, Sengor A M C, et al. Tectonic evolution of Tibet and the Himalayas. International Geology Review, 1995, 37: 473~508
- 12 江元生. 甘孜-理塘结合甘孜地区混杂岩类型及成因分析. 四川地质学报, 1996, 16(3): 199~203
- 13 姚学良, 兰艳. 甘孜-理塘蛇绿混杂岩带存在 N 型洋脊玄武岩. 四川地质学报, 2001, 21(3): 138~140
- 14 张世涛, 冯庆来, 王义昭. 甘孜-理塘构造带泥盆系的深水沉积. 地质科技情报, 2000, 19(3): 17~20
- 15 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. Special Publication of Geological Society of London, 1989, 42: 313~346
- 16 Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem Geol, 1986, 56: 207~218 [DOI]
- 17 刘敦一, 简平, 张旗, 等. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克浅色岩 SHRIMP U-Pb 测年. 地质学报, 2003, 77(3): 317~327
- 18 简平, 刘敦一, 张旗, 等. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘, 2003, 10(4): 439~456
- 19 Abati J, Dunning G R, Arenas R, et al. Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): Evidence from U-Pb dating in the uppermost unit of the Ordenes Complex. Journal of Conference Abstract, Cambridge Publications. Cambridge, United Kingdom, 1999, 4(1): 100
- 20 Dunning G R, Peterson R B. U/Pb ages of ophiolites and arc-related cratons of the Norwegian Caledonides: Implications for the development of impetus. Contribution to Mineralogy and Petrology, 1988, 98: 13~23 [DOI]
- 21 Wang X F, Metcalfe I, Jian P, et al. The Jinshajiang-Ailaoshan suture zone, China: tectonostratigraphy, age and evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, 18(6): 675~690 [DOI]
- 22 简平, 刘敦一, 孙晓猛. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋演化的同位素年代学制约. 地质学报, 2003, 77(2): 1~13
- 23 简平, 汪啸风, 何龙清, 等. 中国西南哀牢山蛇绿岩同位素地质年代学及大地构造意义. 华南地质与矿产, 1998, (1): 1~11
- 24 沈上越, 魏启荣, 程惠兰, 等. 云南哀牢山带两类硅质岩特征. 科学通报, 2000, 45(9): 988~992
- 25 刘本培, 冯庆来, 方念乔. 滇西南昌宁-孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋的构造演化. 地球科学, 1993, (5): 529~539
- 26 王玉净, 王建平, 刘彦明, 等. 西藏丁青蛇绿岩特征、时代及其地质意义. 微体古生物学报, 2002, 19(4): 417~420
- 27 肖龙, 汪劲草. 滇西孟连曼信一带火山岩微枕状构造特征及其地质意义——兼论曼信-老厂一带火山岩时代. 矿产与地质,

- 1996, 10(5): 313~318
- 28 沈上越, 冯庆来, 刘本培, 等. 昌宁-孟连带洋脊、洋岛型火山岩研究. 地质科技情报, 2002, 21(3): 13~17
- 29 朱勤文, 张双全, 谭劲. 确定南澜沧江缝合带的火山岩地球化学证据. 岩石矿物学杂志, 1998, 17(4): 298~307
- 30 邓希光, 丁林, 刘小汉, 等. 青藏高原羌塘中部蓝片岩的地球化学特征及其构造意义. 岩石学报, 2002, 18(4): 517~25
- 31 邓希光, 丁林, 刘小汉, 等. 青藏高原羌塘冈日地区蓝片岩及其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学. 科学通报, 2001, 45(11): 2322~2326
- 32 Hoffman P F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? Science, 1991, 252: 1409~1412
- 33 Zhang Q R, Piper J D A. Paleomagnetic study of Neoproterozoic glacial rocks of the Yangzi block: Paleolatitude and configuration of South China in the Proterozoic Supercontinent. Precambrian Research, 1997, 85: 173~199 [DOI]
- 34 张惠民. 超大陆和超级大陆旋回、冈瓦纳组成及特提斯演化. 国外前寒武纪地质, 1994, (4): 61~70
- 35 潘桂棠, 陈智梁, 李振兴, 等. 东特提斯多弧-盆系统演化模式. 岩相古地理, 1996, 16 (2): 52~65
- 36 李振兴, 许效松, 潘桂棠. 泛华夏大陆群与东特提斯构造域演化. 岩相古地理, 1995, 15 (4): 1~13
- 37 穆恩之. 西南地区下奥陶统笔石. 北京: 科学出版社, 1979. 1~192
- 38 林宝玉. 西藏南部雅鲁藏布江两侧早二叠世地层和珊瑚动物群. 见: 中国地质科学院主编: 中法喜马拉雅考察成果. 北京: 地质出版社, 1984. 63~85
- 39 Smith A B, Xu J. Paleontology of the 1985 Tibet Geotransverse, Lhasa to Golmud. Phil Trans R Soc Lond, 1988, 327: 53~105
- 40 杨遵仪, 聂同泽. 西藏阿里古生物. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 1~380
- 41 郭铁鹰, 梁定益, 张宜智, 等. 西藏阿里地质. 北京: 地质出版社, 1991. 1~464
- 42 刘文灿, 万晓樵, 梁定益, 等. 江孜县幅、亚东县幅地质调查新成果及主要进展. 地质通报, 2004, 23(5-6): 444~450
- 43 梁定益. 青藏高原首批 1/25 万区域地质调查地层工作若干进展点评. 地质通报, 2004, 23(1): 24~26
- 44 刘小汉, 赵越, 刘晓春, 等. 东南极格罗夫山地质特征——冈瓦纳最终缝合的新证据. 中国科学, D辑, 2002, 32(6): 457~468 [摘要] [PDF]
- 45 周幼云, 江元生, 王光明. 西藏措勤-申扎地层分区二叠系故布错组的建立及其特征. 地质通报, 2003, 21(2): 79~82
- 46 石和, 陶晓风, 刘登忠, 等. 西藏扎拉弄组的植物化石新资料 and 再认识. 地质通报, 2002, 21(7): 428~430
- 47 李晓勇, 谢国刚, 徐银宝, 等. 西藏中南部尼雄-文部地区中-晚二叠世坚扎弄组的发现及其意义. 地质通报, 2002, 21(6): 339~344
- 48 孙巧缙, 马华东. 新疆东昆仑木孜塔格一带首次发现单通道蜓(*Monodioxodina*)动物群. 地质通报, 2002, 21(1): 48
- 49 王秉章, 宋泰忠, 王瑾, 等. 东昆仑布喀达坂峰地区发现二叠纪冷温动物群. 地质通报, 2002, 21(7): 411~414
- 50 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海演化. 北京: 地质出版社, 1987. 1~78
- 51 朱迎堂, 郭通珍, 彭伟. 可可西里湖幅地质调查新成果及主要进展. 地质通报, 2004, 23(5-6): 543~547
- 52 马华东, 李咸阳, 魏新昌, 等. 木孜塔格、鲸鱼湖幅地质调查新成果及主要进展. 地质通报, 2004, 23(5-6): 570~578
- 53 任纪舜, 肖黎薇. 1/25 万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱. 地质通报, 2004, 23(1): 1~11
- 54 张世红, 朱鸿, 孟小红. 扬子地块泥盆纪石炭纪古地磁新结果及其古地理意义. 地质学报, 2001, 75(3): 303~313
- 55 林金录. 中国古地磁数据表(1). 地质科学, 1987, (2): 183~187
- 56 Metcalfe I. Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys. Australian Journal of Earth Sciences, 1996, 43(6): 605~623
- 57 Metcalfe I. The Palaeo-Tethys and Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Southeast Asia. In: Dheeradilok P, Hinthong C, Chaodumrong P, et al, eds. Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific. Bangkok, Thailand, 1997. 260~272
- 58 朱同兴, 潘桂棠, 冯心涛, 等. 藏南喜马拉雅北坡色龙地区二叠系基性火山岩的发现及其构造意义. 地质通报, 2002, 21(11): 717~722
- 59 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1~231
- 60 张旗, 钱青, 王焰, 等. 扬子地块西南缘晚古生代基性岩浆岩的性质与古特提斯洋的演化. 岩石学报, 1999, 15(4): 576~583
- 61 Li X H, Zhou H, Chung S L, et al. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of metabasalts from central Hainan Island, South China and their tectonic significance. Island Arc, 2002, 11: 193~205 [DOI]
- 62 Lepvrier C, Maluski H, Nguyen V V, et al. Indosinian NW-trending shear zones within the Truong Son belt (Vietnam) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Triassic ages and Cretaceous to Cenozoic overprints. Tectonophysics, 1997, 283(1): 105~127 [DOI]

(2004-07-27 收稿, 2004-10-17 收修改稿)