

塔里木西克尔新生代碧玄岩中辉石岩捕虏体的发现及其地质意义^{*}

王誉桦 田伟^{**} 魏春景 陈咪咪 钱加慧

WANG YuHua, TIAN Wei^{**}, WEI ChunJing, CHEN MiMi and QIAN JiaHui

北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871

Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, MOE, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

2011-11-20 收稿, 2012-02-25 改回.

Wang YH, Tian W, Wei CJ, Chen MM and Qian JH. 2012. Discovery of pyroxenite xenoliths in the Cenozoic basalt from Xikeer, Tarim, Northwest China and its geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4):1139–1147

Abstract A suite of newly discovered pyroxenite xenoliths in the Cenozoic basalt from Xikeer, Tarim Block have the primary mineral assemblage of ol + opx + cpx + pl + sp and the secondary mineral assemblage of amp + phl. Exsolved texture is common in clinopyroxenes and orthopyroxenes. Two generations of spinels occur, among which, the later euhedral small spinel grains are enclosed in metamorphic plagioclases. After recalling the exsolved components, the primary plagioclase-bearing mineral assemblage record temperature and pressure of 1100 ~ 1200°C and 1.5 GPa, which possibly follow an earlier plagioclase-free spinel websterite stage at higher pressure; Whereas the exsolved orthopyroxenes record a lower temperature and pressure of 800 ~ 900°C and 0.9 GPa. This indicates extensive uplifting and cooling of the protolith of the pyroxenite from the depth of over 45 km to ~ 28 km, during which original spinel websterite transform into plagioclase websterite, accompanied with growth of plagioclase and olivine. This process may imply that the crust-mantle transition zone of the Tarim Block have once been greatly uplifted, due to mantle upwelling and consequent stretch of the subcontinental lithospheric mantle.

Key words Pyroxenite; Mantle xenoliths; Crust-mantle transition zone; Mantle upwelling; Xikeer, Tarim

摘 要 首次在塔里木西克尔地区新生代碧玄岩中发现了辉石岩捕虏体。其主要矿物为 ol + opx + cpx + pl + sp, 含少量次生 amp 和 phl。辉石岩中单斜辉石和斜方辉石普遍发育出溶结构。尖晶石明显分为晶形和产状不同的两个世代。变质成因的斜长石包裹大量高度自形的微小尖晶石颗粒。通过结构分析, 出溶成份恢复, 矿物温压计投图和 P - T 视剖面图分析确定: 辉石岩捕虏体最初可能为无斜长石的尖晶石二辉岩, 在降压至 ~ 1.5 GPa, 温度为 1100 ~ 1200°C 的过程中新生变质斜长石包裹了第二世代的自形尖晶石微晶; 进一步的降温降压过程导致单斜和斜方辉石出溶和斜长石、橄榄石的生长, 最终斜方辉石所记录的压力为 ~ 0.9 GPa, 温度为 800 ~ 900°C。该变质作用过程说明辉石岩从尖晶石二辉岩稳定深度 (> 45 km, A' 点) 抬升至斜长石二辉岩稳定深度 (~ 28 km, B 点) 并发生冷却, 该过程可能代表了塔里木板块的壳幔过渡带曾发生了较大幅度的抬升, 可能与地幔上涌造成的大陆岩石圈伸展、减薄有关。

关键词 辉石岩; 地幔捕虏体; 壳-幔过渡带; 地幔上涌; 塔里木西克尔

中图法分类号 P575.1; P588.125

1 引言

深源捕虏体是由快速喷发的火山岩浆携带至地表的地

幔或下地壳岩石, 可以提供寄主岩浆活动时深部岩石圈温压条件、物质组成以及深部地质作用等重要信息 (Fan *et al.*, 2005; Bodinier and Garrido, 2008)。通过对火山岩中深源岩石捕虏体的研究, 人们发现岩石学上的壳-幔边界是由下地

^{*} 本文受国家自然科学基金(41072040、41121062)和国家重点基础研究发展计划(973)项目(2011CB808905)联合资助。

第一作者简介: 王誉桦, 女, 1990 年生, 硕士生, 岩石学专业, E-mail: wangyuhua87@163.com

**** 通讯作者:** 田伟, 男, 1976 年生, 副教授, 岩石学专业, E-mail: davidtian@pku.edu.cn

壳以镁铁质麻粒岩为主的层位向上地幔以超镁铁质尖晶石二辉橄榄岩层位转变的界面 (Rudnick, 1992; Rudnick and Fountain, 1995), 是一个不同于地震莫霍面的过渡带 (O'Reilly and Griffin, 1994)。由于下地壳和上地幔岩石类型不同、密度差异较大, 会使幔源岩浆在上升到地幔顶部时丧失热浮力, 发生停留、结晶, 形成堆晶岩或交代地幔橄榄岩 (樊祺诚等, 2001; Herzberg *et al.*, 1983)。因此, 在一些经典壳幔过渡带剖面中, 位于地幔橄榄岩顶部的变质辉长岩或辉石岩通常可代表莫霍面 (Boudier and Nicolas, 1995; Korenaga and Kelemen, 1997; Marchesi *et al.*, 2006; Bodinier and Garrido, 2008)。在实际工作中, 经常将镁铁质麻粒岩相堆晶岩 (斜长二辉岩为主) 划归下地壳底部, 而将石榴辉石岩、辉石岩和尖晶石二辉橄榄岩等高压岩石划归上地幔顶部 (Fan *et al.*, 2005)。但是最近对一些大陆克拉通内辉石岩和富辉石橄榄岩捕虏体的研究表明, 它们的形成与软流圈上涌、地幔交代以及岩石圈伸展密切相关 (Witt-Eickchen and Kramm, 1997; Bodinier and Garrido, 2008; Zhang, 2009), 因此地幔上部形成的无斜长石辉石岩可能在减压过程中发生变质, 变为麻粒岩相的斜长二辉岩。在一些壳幔过渡带剖面, 该过程被斜长石二辉橄榄岩的变质矿物组合所记录 (Obata, 1980), 但深源捕虏体是否能记录这一过程却并不清楚。

作者新近在新疆巴楚县西克尔地区的新生代碧玄岩中发现了辉石岩捕虏体, 它们与地幔橄榄岩 (陈咪咪等, 2008) 和下地壳麻粒岩捕虏体 (田伟等, 2010) 产出于同一寄主火山岩中, 成份和捕获深度介于橄榄岩和麻粒岩之间。作者对辉石岩捕虏体进行了详细的岩石学和变质相平衡研究, 发现其可能经历了从无斜长石的尖晶石二辉岩向含斜长石二辉岩

的转变, 这对了解岩石圈伸展过程中壳幔过渡带的深度变化具有重要意义。

2 区域地质

研究区域位于塔里木板块西部西克尔地区 (图 1)。区内古生界-中生界地层连续发育, 晚石炭世以前本区以海相地层为主, 晚石炭-早二叠世塔里木盆地绝大部分地区转变为陆相沉积 (张师本, 2003)。新生代以来, 受印度板块和欧亚板块碰撞影响, 塔里木板块西、北缘发生强烈的构造运动, 形成了现今的西南天山 (Tapponnier and Molnar, 1977; Burchfiel *et al.*, 1999; Burbank *et al.*, 1999; 贾承造, 1997)。研究区的新生代断裂系统分为两期, 早期为中新生 (N₁) NNW 向走滑断裂, 以皮羌走滑断裂 (PSF) 为代表 (图 1); 晚期上新世 (N₂) 的柯坪 EW 向逆冲断裂带叠加于 NNW 向走滑断裂之上 (肖安成等, 2005; 宋方敏等, 2007), 控制了现今西南天山-塔里木西缘的主要构造样式和地貌特征。

辉石岩捕虏体出露于皮羌断裂西侧, 其寄主岩为中新生碧玄岩。碧玄岩呈厚度约 10~20m 的近水平岩脉侵入于泥盆系红色砂岩中, 并被新生代逆冲推覆构造切断、抬升至地表。利用 K-Ar 法测定碧玄岩玻璃质基质的年龄为 20Ma (陈咪咪等, 2008), 与皮羌断裂的活动时间 (肖安成等, 2005) 一致, 早于 EW 向逆冲推覆构造的活动时间 (肖安成等, 2005; 宋方敏等, 2007)。有学者认为西克尔碧玄岩属于吉尔吉斯斯坦、新疆晚中生代-新生代广泛分布的碱性玄武岩省 (Sobel and Arnaud, 2000; 邹天人等, 1999)。

西克尔碧玄岩中含有大量地幔橄榄岩捕虏体、歪长石巨

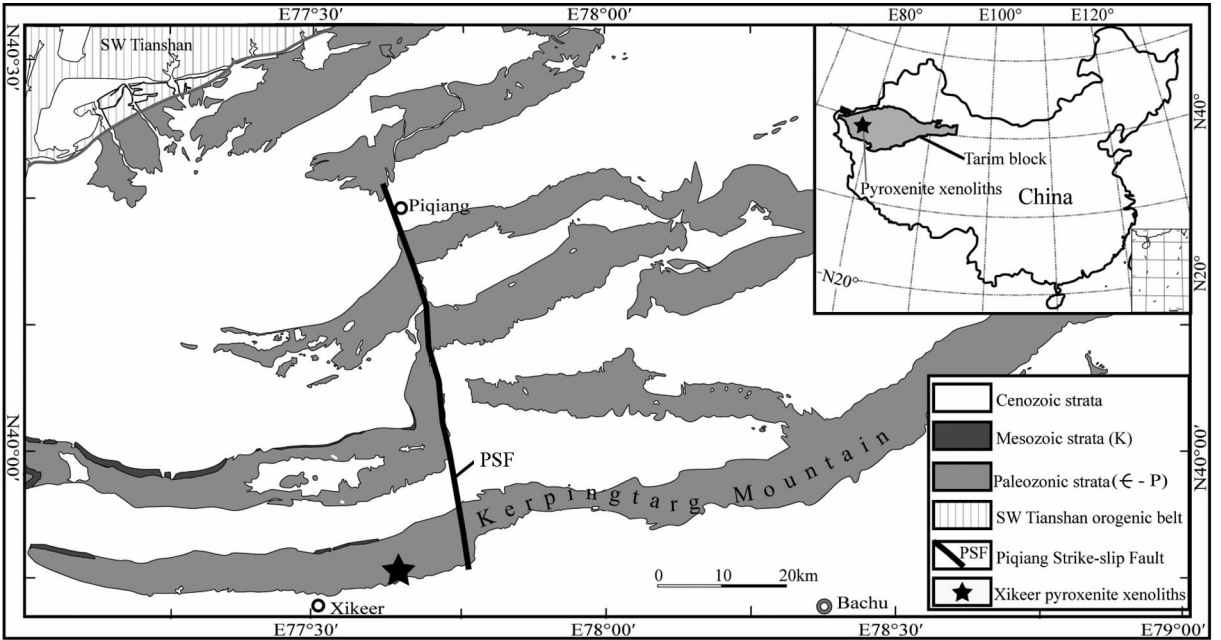


图 1 塔里木西克尔地区区域构造简图

Fig. 1 Sketch geological map of the Xikeer area, Tarim Block, Northwest China

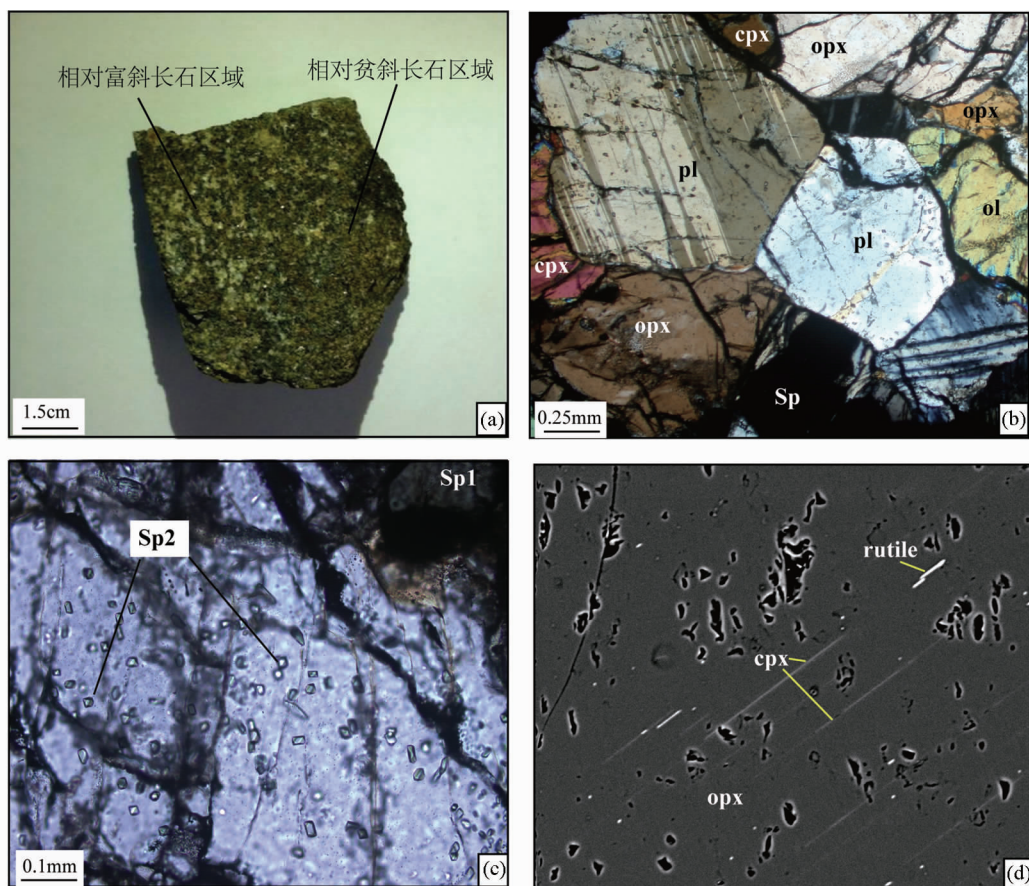


图2 塔里木西克尔地区辉石岩捕虏体的岩相学特征

(a)-辉石岩的条带构造特征;(b)-辉石岩捕虏体的三联点粒状变晶结构;(c)-绿色尖晶石(Sp1)和包裹于斜长石中呈麻点状分布的自形尖晶石(Sp2);(d)-斜方辉石中出溶单斜辉石(BSE图像)

Fig. 2 Petrography of the pyroxenite xenoliths from Xikeer, Tarim Block

晶(陈咪咪等,2008)和少量麻粒岩捕虏体(田伟等,2010),而辉石岩捕虏体的发现尚属首次。辉石岩捕虏体的形状从次圆状到近圆状,直径在10~20cm,颜色为黄褐色,中-粗粒结构(粒径约1~3mm),矿物分布不均匀,具有条带状构造(图2a)。

3 岩相学和矿物化学

辉石岩的矿物成份不甚均匀,相对贫斜长石区域的矿物成份为:单斜辉石(45%) + 斜方辉石(35%) + 斜长石(8%~10%) + 橄榄石(2%~5%) + 尖晶石(~5%);而相对富斜长石区域的斜长石含量可达17%~20%,橄榄石含量也有所增加可达8%,单斜辉石和斜方辉石含量则相应减少。另外在薄片中还见有微量的角闪石和金云母(粒度小于<1mm),并含有少量钛铁矿和磁铁矿等副矿物。根据地幔岩的 ol-cpx-opx 分类图解及富 Al 矿物相组成,该捕虏体岩性定为尖晶石斜长石橄榄二辉岩。

岩石中各矿物相的颗粒大小差别不大,仅尖晶石的颗粒

比其他矿物颗粒略小。辉石岩的整体结构为典型的粒状变晶结构,普遍发育由重结晶作用形成的三联点结构(图2b),缺乏扭折带或亚颗粒边界等动力变形特征。从产状和晶形上,可将尖晶石分为两类:它形、绿色、颗粒较大的尖晶石 Sp1 和自形、颗粒细小、包裹于斜长石中的尖晶石 Sp2(图2c)。另外,在单斜辉石中可见斜方辉石和尖晶石的两组针状出溶,而斜方辉石中可见单斜辉石和金红石针状出溶体(图2d)。

对辉石岩捕虏体中各矿物进行了电子探针分析,结果列于表1。

橄榄石 均为镁橄榄石, Fo 为 89~90, 略低于同区尖晶石二辉橄榄岩捕虏体中的橄榄石 (Fo = 90~91, 陈咪咪等, 2008)。

斜方辉石 在辉石分类图解(图3)中位于顽火辉石区域, En 为 87~89, Wo 为 0.64~1.21, Mg[#] 值为 87~90, 略低于尖晶石二辉橄榄岩中斜方辉石的 Mg[#] 值 (= 90~92, 陈咪咪等, 另外, 斜方辉石 Al₂O₃ 含量与 Mg[#] 呈负相关(图4a)。

单斜辉石 均为透辉石(图3), En 介于 47~48 之间, Wo

表1 西克尔辉石岩中矿物化学成份 (wt%)

Table 1 Mineral composition of pyroxenite from Xikeer (wt%)

矿物	Olivine		Orthopyroxene				Clinopyroxene				Spl		Sp2		Plagioclase			Amphibole		
序号	1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	40.71	40.62	54.11	53.69	55.36	55.61	50.24	50.15	50.16	50.89	0.01	0.09	0.02	0.11	58.77	57.55	57.97	42.53	42.24	42.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.20	0.21	0.26	0.15	1.73	1.85	1.77	1.41	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.03	0.03	2.74	3.10	2.96
Al ₂ O ₃			5.87	6.03	4.03	3.65	8.96	9.01	8.57	6.96	63.00	67.49	63.49	67.66	26.01	27.15	26.61	15.66	15.02	16.25
Cr ₂ O ₃	0.06	0.02	0.06	0.05	0.09	0.08	0.12	0.14	0.09	0.28	4.53	0.11	4.16	0.31	0.04	0.03	0.00	0.29	0.46	0.05
Fe ₂ O ₃			0.15	0.44	0.08	0.00	1.24	0.75	1.21	0.36	1.54	0.31	2.12	0.48				0.01	0.00	1.84
FeO	10.30	9.75	8.07	7.42	7.25	6.71	1.98	2.14	1.54	2.34	9.39	10.04	8.99	9.54	0.06	0.02	0.08	4.38	4.29	2.80
MgO	48.86	49.38	31.29	31.43	32.62	33.04	13.56	13.62	13.58	14.67	21.25	21.25	21.70	21.71				16.24	16.22	16.17
CaO	0.02	0.06	0.37	0.38	0.62	0.41	20.46	20.84	20.89	22.26	0.00	0.05	0.00	0.06	7.82	8.49	8.45	11.58	12.53	10.77
MnO	0.17	0.18	0.16	0.18	0.16	0.18	0.10	0.07	0.08	0.10	0.09	0.05	0.10	0.13	0.03	0.02	0.00			
Na ₂ O			0.09	0.05	0.02	0.06	1.97	1.82	1.93	1.08					7.44	7.06	6.6	3.48	3.10	3.28
K ₂ O															0.14	0.08	0.00	0.64	0.00	0.40
Totals	100.12	100.01	100.37	99.88	100.49	99.89	100.36	100.39	99.82	100.35	99.82	99.43	100.56	99.94	100.37	100.43	99.77	97.55	96.96	96.52
Mg [#]	89.0	90.0	87.2	87.8	88.8	89.8	88.6	89.6	90.2	90.7	77.9	78.6	78.0	79.5				86.8	87.1	91.1
Cr [#]											4.5	0.1	4.1	0.3						
An%															37	40	41			
Wo			0.75	0.75	1.20	0.78	48.53	48.90	49.45	48.65										
En			86.70	87.63	87.85	89.07	47.55	46.89	47.51	46.90										
Fs			12.55	11.62	10.95	10.15	3.91	4.21	3.04	4.46										

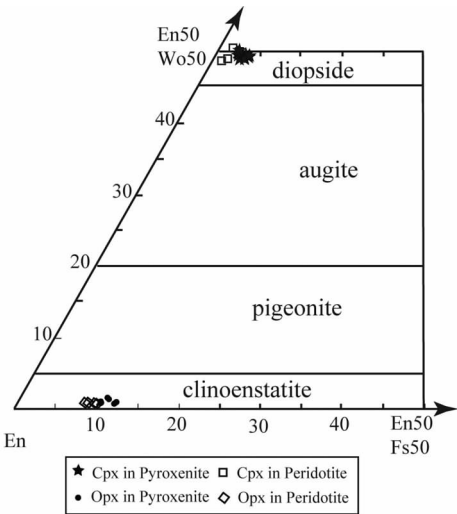


图3 西克尔地区辉石岩捕虏体辉石的分类图解(据 Morimoto *et al.* ,1988)

Fig. 3 Classification diagram of pyroxene from Xikeer(after Morimoto *et al.* ,1988)

为49~50,且相对富Al(>6.89% Al₂O₃),贫Cr。Mg[#]值为89~91,比同区产出的尖晶石二辉橄榄岩包体中单斜辉石的Mg[#](91~93,陈咪咪等,2008)偏低。单斜辉石中Al^{VI}、Fe和

Ti的含量与Na的含量呈正相关(图4c,d,e)。

尖晶石 两类尖晶石虽然产状和晶形不同,但其成份基本一致且变化范围较小(图5)。最显著的特点是Sp1和Sp2的Cr[#]均很低(0.1~4.5),明显不同于同区橄榄岩捕虏体中的富铬尖晶石(Cr[#]=11~27,陈咪咪等,2008),而与典型的变质成因尖晶石类似。

斜长石 An值在37~40之间(表1),为中长石。

角闪石 根据氧化物含量(表1)计算了不同位置的阳离子数。其中A位(Na+K)含量>0.5,B位Ca含量>1.5,Ti<0.5,且Si接近6,Mg[#]远大于0.5,属于钙质闪石,在角闪石分类图解(Leake *et al.* ,1997)中落入韭闪石区域。

4 讨论

4.1 温度估算

按照Lindsley and Andersen(1983)提供的方法,计算了单斜辉石和斜方辉石相应的端元组分参数后,投点到辉石温度图解中(图6)(graphical thermometer,Lindsley,1983),得到单斜辉石的温度介于1100~1200℃之间,而斜方辉石的温度为700~900℃,两者不一致。

对于这种温度不一致现象,我们认为是两种辉石受出溶

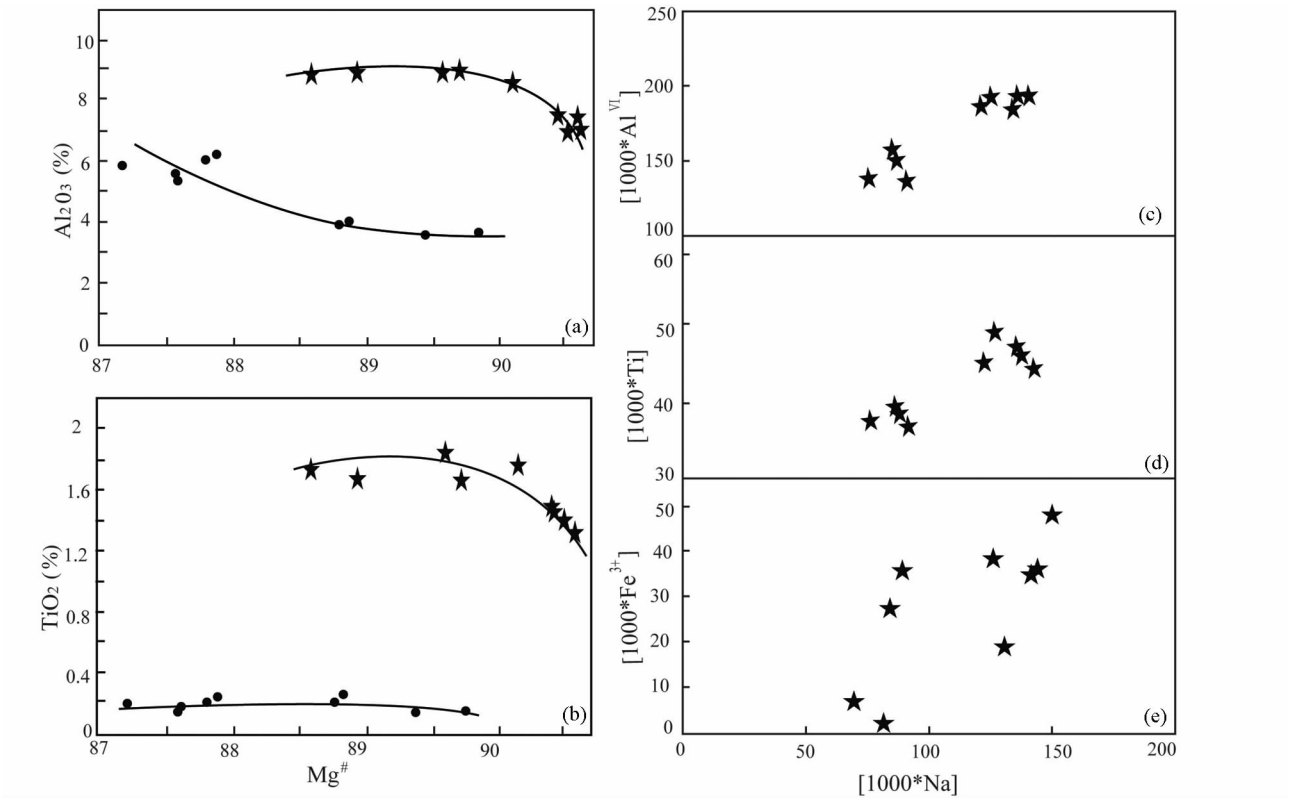


图 4 西克尔地区辉石岩中辉石的成份特征
实心圆圈代表斜方辉石,五角星代表单斜辉石. $Mg^{\#} = [Mg] / [Mg + Fe^{tot}]$. 在计算单斜辉石 Wo 组分时,根据 $CaTiAl_2O_6$ 端员含量扣除了相应比例的 Wo 分子

Fig. 4 Composition of cpx-opx in pyroxenite xenolith from Xikeer

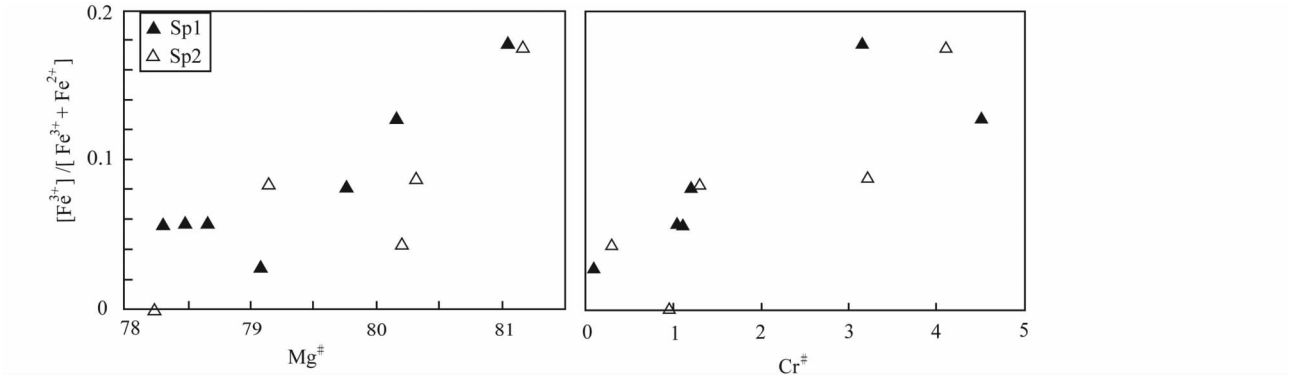


图 5 西克尔辉石岩捕虏体中尖晶石的成份特征
Sp1-绿色、他形、大颗粒尖晶石, Sp2-自形微粒尖晶石包裹体; $Cr^{\#} = [Cr] / [Cr + Al + Fe^{3+}]$

Fig. 5 Compositions of spinels in pyroxenite xenoliths from Xikeer

作用的影响不同所致。由图 6 可以看到,在 graphical thermometer 的高温区域,单斜辉石温度的高低主要取决于 Wo 分子含量的多少。单斜辉石虽然出溶少量斜方辉石条带,但这些斜方辉石的 Wo 分子含量很低,因此发生少量斜方辉石出溶后,单斜辉石的 Wo 含量变化很小,根据出溶后单斜辉石所估算的温度非常接近出溶前的温度。

与单斜辉石不同,斜方辉石的等温线与 EN-FS 底边近乎平行,且等温线间距较小(图 6),这表明斜方辉石的投图温度对其 Wo 分子含量的变化更为敏感。而且,斜方辉石本身 Wo 分子含量很少(<5%),而出溶单斜辉石的 Wo 分子含量很高,因此即便少量的单斜辉石出溶也会明显减少主晶的 Wo 分子含量,从而导致斜方辉石的投图温度明显偏低。这

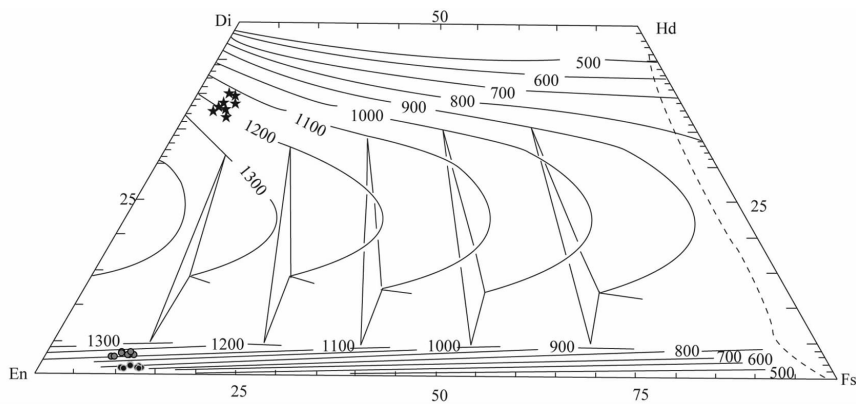


图6 辉石的温度判别图解(据 Lindsley, 1983)

图解据 Lindsley (1983), 实验压力 1.0 GPa. 五角星代表辉石岩单斜辉石, 黑色圆圈代表辉石岩斜方辉石的现今成份, 灰色圆圈代表将出溶组分恢复后的斜方辉石成份. 端元组分计算方法据 Lindsley and Andersen (1983)

Fig. 6 Temperature estimate of the pyroxenite xenolith (after Lindsley, 1983)

也说明斜方辉石的投图温度应该代表其出溶后的温度。

通过对出溶成份的恢复, 可以重建原始斜方辉石的矿物成份 (Huang *et al.*, 2007)。根据背散射图像 (图 2d) 大致估算的斜方辉石出溶比为 4.5%。按照该比例将出溶的单斜辉石成份恢复后, 所得斜方辉石的 Wo 含量明显提高, 在温度判别图解上恰好投到与单斜辉石温度一致的区域 (图 6)。综上所述, 辉石岩的原始温度应为 1100 ~ 1200°C, 后来降温至 700 ~ 900°C, 并发生辉石出溶。

4.2 *P-T* 视剖面图

西克尔辉石岩中出现的主要矿物相有橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、尖晶石、斜长石等, 体系中不含石榴石, 不适合采用常规地质压力计估算其压力 (吴春明, 2009)。因此, 我们在 NCFMAS ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$) 体系中进行平衡模拟。根据主量元素氧化物摩尔含量 ($\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO} : \text{FeO} : \text{MgO} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1.02 : 8.47 : 4.55 : 32.48 : 5.40 : 48.08$), 以 Schmadicke (2000) 的岩石成因格子为基础, 利用 THERMOCALC 3.33 程序计算了辉石岩的 *P-T* 视剖面图, 并参照 Gasparik (1984, 1987) 的方法, 将斜方辉石 M1 位 Al 的摩尔含量等值线和斜方辉石中 Fe 的摩尔含量等值线投于图中, 如图 7 所示。

辉石岩的 *P-T* 视剖面图 (图 7) 包括一个三变域, 三个四变域和一个五变域。三变域的矿物组合为 ol + opx + cpx + pl + sp, 该区域内斜方辉石 M1 位 Al 含量等值线与压力线平行, 因此可以利用斜方辉石成份比较准确地估算压力。三个四变域分别是: cpx + opx + ol + sp, opx + cpx + pl + sp, ol + opx + cpx + pl。其中在 opx + cpx + pl + sp 这一四变域内, 由 a 到 b 其尖晶石和斜长石的摩尔含量增加 (图 7), 而单斜辉石和斜方辉石的摩尔含量减少, 这表明随着温度和压力降低, 会发生如下反应:



五变域所对应的矿物组合为 cpx + opx + sp, 代表无斜长石的尖晶石相二辉岩。

西克尔辉石岩捕虏体的矿物组合落于 *P-T* 视剖面图的三变域中。结合辉石温度计 (Lindsley, 1983) 计算出的温度, 在图 7 中可以得到辉石岩矿物组合, 所对应的压力为 1.1 ~ 1.5 GPa; 700 ~ 900°C 所对应的压力为 0.6 ~ 1.1 GPa。

根据 opx 中的 Fe 含量等值线 (opx-Fe)、Al 含量等值线 (opx-Al) 以及 graphical thermometer (Lindsley, 1983) 所计算的温度结果, 在 *P-T* 视剖面图 (图 7) 中投图, 可以确定温度 1100 ~ 1200°C 时辉石岩所对应的压力为 1.5 GPa (A 点), 温度 700 ~ 900°C 时所对应的压力为 0.9 GPa (B 点)。轨迹 A-B 代表辉石岩经历了减压冷却过程, 生成斜长石和橄榄石。

4.3 辉石岩的成因与地质意义

从形成机制上, 地幔辉石岩可以分为岩浆成因、变质成因以及交代成因三种类型。岩浆成因辉石岩的辉石为富 Al 普通辉石 (Whilshire and Shervais, 1975; Xu, 2002), 通常含较多 Ti-Fe 氧化物, 与西克尔辉石岩捕虏体的矿物特征明显不同。

单斜辉石的矿物化学特征与其形成时的温压条件密切相关, 因此其 Al^{VI} 和 Al^{IV} 的相对关系可以作为判别成因类型的重要依据。在单斜辉石 $\text{Al}^{\text{VI}}-\text{Al}^{\text{IV}}$ 分类判别图解 (图 8) 上, 西克尔辉石岩捕虏体位于麻粒岩和玄武岩包体区域, 而非岩浆结晶或榴辉岩中的单斜辉石。

以 *P-T* 视剖面图为基础, 可以对辉石岩的结构进行合理解释, 限定其变质过程。反应 (1) 意味着会有变质斜长石和新生尖晶石 (Sp_2) 的生成, 而且原始矿物组合中的尖晶石 (Sp_1) 也没有消失。这解释了为什么会有两种不同产状和晶形的尖晶石, 其矿物成份却差别不大。

西克尔辉石岩的斜长石具有典型的变质三联点结构 (图 2b), 且所有斜长石均包裹自形的 Sp_2 尖晶石, 这表明斜长石

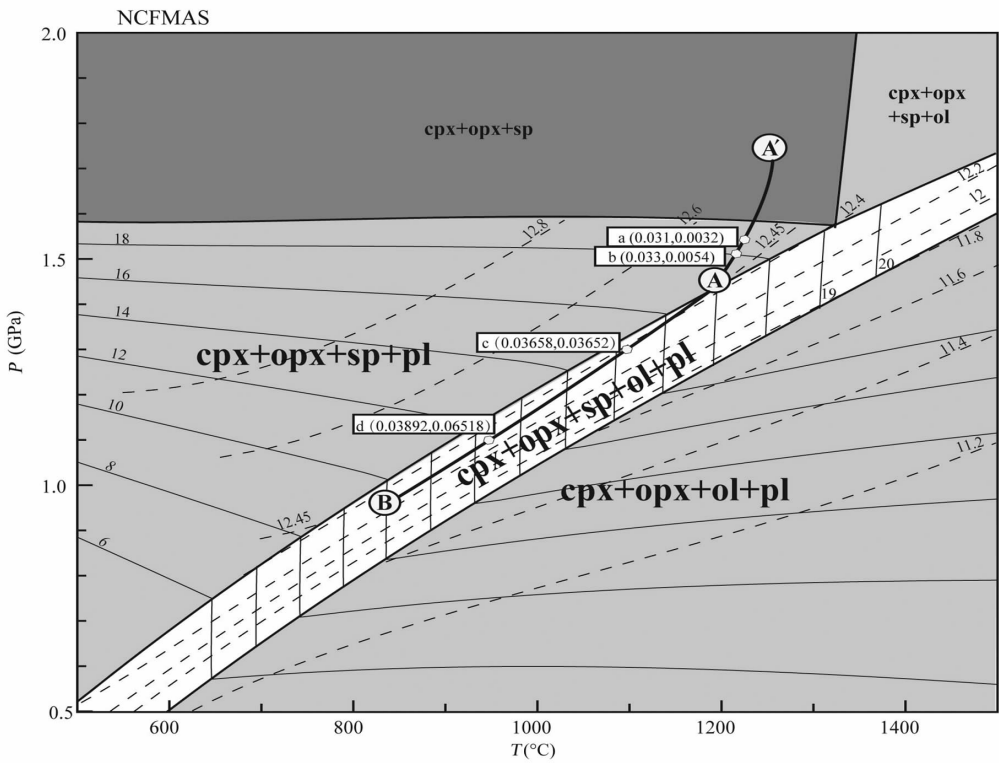


图 7 塔里木西克尔地区辉石岩捕虏体的 P - T 视剖面图
白色区域代表三变域,浅灰色区域代表四变域,深灰色区域为五变域. 图中细实线代表斜方辉石中 M1 位 Al 的摩尔含量等值线,细虚线代表斜方辉石中 Fe 的摩尔含量等值线,粗线 A'-A-B 代表辉石岩的 P - T 轨迹,并在 A'-A-B 轨迹上标出了 a、b、c、d 四点的尖晶石和斜长石的摩尔含量,用方框中的 (sp,pl) 表示

Fig. 7 P - T pseudosection in the NCFMAS for pyroxenite xenolith from Xikeer

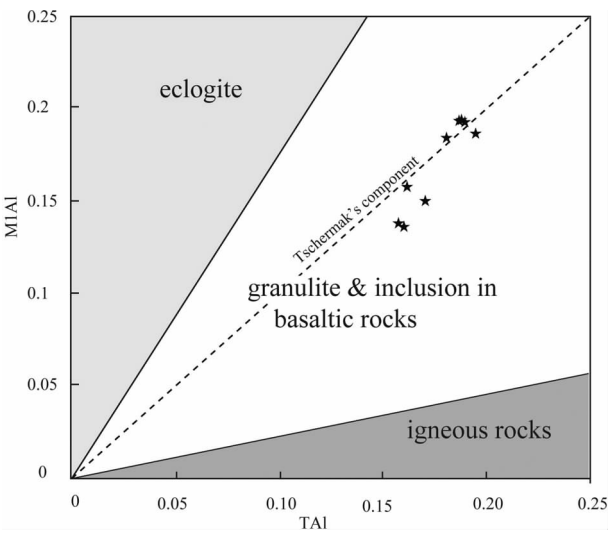


图 8 西克尔辉石岩捕虏体中单斜辉石成因分类图解
(据 Aoki and Kushiro, 1968)

Fig. 8 Genesis classification of clinopyroxene in pyroxenite xenolith from Xikeer (after Aoki and Kushiro, 1968)

均为变质作用中新生成的,在变质作用之前应存在一个无斜长石的矿物组合,与高压下五变域矿物组合 $\text{cpx} + \text{opx} + \text{sp}$ 对应,在图中用 A' 表示。这说明辉石岩捕虏体在减压变质之前为尖晶石二辉岩,具有典型的地幔辉石岩矿物组合,而非堆晶辉长岩或苏长岩。

另外,根据 a、b、c、d 四点的 (sp,pl) 含量变化趋势可以看到:在 A'-A 阶段,变质尖晶石和斜长石同时生长,生成大致等量的尖晶石和斜长石;但是在 A-B 阶段,新生尖晶石的增加速度有限,而斜长石的含量增加却很快。这种矿物生长速度的差异很好地解释了大颗粒变质斜长石包裹细小自形尖晶石的结构特征。

变质成因可以解释西克尔辉石岩在斜长石稳定域的 P - T 演化历史,但是斜长石不稳定的高压尖晶石二辉岩如何形成可能需要其它地质过程。例如,流体或熔体贯入地幔岩的孔隙系统中 (Obata and Nagahara, 1987; Harte *et al.*, 1993; Rampone *et al.*, 1997) 或者熔体-地幔相互作用 (Kelemen *et al.*, 1992)。因此,对辉石岩原始成因的合理解释是地幔交代作用。而且这种地幔交代作用发生在尖晶石稳定域,后期的减压冷却变质作用生成了变质斜长石。该过程与经典的 Ronda 地区造山型橄榄岩-辉石岩剖面中的 C 型辉石岩

(Garrido and Bodinier, 1999; Bodinier and Garrido, 2008) 相似, 具体过程为: 首先在地幔上涌过程中, 减压熔融形成的熔体与橄榄岩相互作用, 消耗熔体、交代橄榄岩, 形成辉石岩 (可含尖晶石或石榴石), 此后发生固相线下 (subsolidus) 变质作用, 形成变质斜长石 (Obata, 1980)。

如果认为熔体与地幔橄榄岩相互作用形成辉石岩所在深度代表了壳-幔过渡带的下限深度, 则辉石岩的 P - T 轨迹 A'-A-B (图 7) 可能反映辉石岩曾经历了从 $>45\text{km}$ 深度至 $\sim 28\text{km}$ 深度的抬升并发生冷却; 这代表了塔里木板块壳幔过渡带曾经历超过 17km 的抬升, 这可能与地幔上涌及岩石圈伸展有关。

致谢 感谢舒桂明工程师在电子探针测试、上官时迈博士在野外工作中的支持和帮助。

References

- Aoki K and Kushiro I. 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreier Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18: 326–337
- Bodinier JL and Garrido CJ. 2008. Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49(5): 999–1025
- Boudier F and Nicolas A. 1995. Nature of the Moho Transition Zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, 36: 777–796
- Burbank DW, McLean JK, Bullen ME, Abdrakhmatov KY and Miller MM. 1999. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, 11: 75–92
- Burchfiel BC, Brown ET, Deng QD, Feng XY, Li J, Molnar P, Shi JB, Wu ZM and You HC. 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *International Geology Review*, 41: 665–700
- Chen MM, Tian W and Pan WQ. 2008. Mantle peridotite xenoliths in basanite from Xikeer, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 681–688 (in Chinese with English abstract)
- Fan QC, Sui JL, Liu RX and Zhou XM. 2001. Eclogite facies garnet-pyroxenite xenolith in Hannuoba area: New evidence of magma underplating. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 1–6 (in Chinese with English abstract)
- Fan QC, Zhang HF, Sui JL, Zhai MG, Sun Q and Li N. 2005. Magma underplating and Hannuoba present crust-mantle transitional zone composition: Xenolith petrological and geochemical evidence. *Science in China (Series D)*, 48(8): 1089–1105
- Garrido CJ and Bodinier JL. 1999. Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40: 729–754
- Gasparik T. 1984. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87: 87–97
- Gasparik T. 1987. Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 357–370
- Harte B, Hunter RH and Kinny PD. 1993. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 342(1663): 1–21
- Herzberg CT, Fyfe WS and Carr MJ. 1983. Density constraints on the formation of the continental Moho and crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84: 1–5
- Huang XL, Xu YG, Lo CH, Wang RC and Lin CY. 2007. Exsolution Lamellae in a clinopyroxene megacryst aggregate from Cenozoic basalt, Leizhou Peninsula, South China: Petrography and chemical evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 691–705
- Jia CZ. 1997. Tectonic Characteristics and Petroleum, Tarim Basin, China. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese with English abstract)
- Kelemen PB, Dick HJB and Quick JE. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635–641
- Korenaga J and Kelemen PB. 1997. Origin of gabbro sills in the Moho transition zone of the Oman ophiolite: Implications for magma transport in the oceanic lower crust. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102: 27729–27749
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nichel EH, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaetti L, Whittaker EJW and Guo YZ. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219–246
- Lindsley DH. 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68: 477–493
- Lindsley DH and Andersen DJ. 1983. A two-pyroxene thermometer. *Proceedings of the Thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2. Journal of Geophysical Research*, 88(Suppl.): A887-A906
- Marchesi C, Garrido CJ, Godard M, Proenza JA, Gervilla F and Blanco-Moreno J. 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 717–736
- Morimoto N, Fabries J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J, Aoki K and Gottardi G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123–1133
- Obata M. 1980. The Ronda peridotite-garnet-lherzolite, spinel-lherzolite, and plagioclase-lherzolite facies and the P - T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21: 533–572
- Obata M and Nagahara N. 1987. Layering of alpine-type peridotite and the segregation of partial melt in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 92: 3467–3474
- O'Reilly SY and Griffin WL. 1994. Moho and petrologic crust-mantle boundary coincide under southeastern Australia: Comment. *Geology*, 22: 666–667
- Rampone E, Piccardo GB, Vannucci R and Bottazzi P. 1997. Chemistry and origin of trapped melts in ophiolitic peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4557–4569
- Rudnick R. 1992. Xenoliths-samples of the lower continental crust. In: Fountain DM *et al.* (eds.). *Continental Lower Crust*. Amsterdam-London-New York-Tokyo: Elsevier, 269–316
- Rudnick RL and Fountain DM. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33: 267–309
- Schmadicke E. 2000. Phase relations in peridotitic and pyroxenitic rocks in the model systems CMASH and NCMASH. *Journal of Petrology*, 4(1): 69–86
- Sobel ER and Arnaud N. 2000. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: The trace of a small plume. *Lithos*, 50: 191–215
- Song FM, Min W, Han ZJ and Xu XW. 2007. Activities and slip rate of

- the frontal faults of the Kalpintag nappe, Tianshan Mountains, China. *Seismology and Geology*, 29(2): 272 – 281 (in Chinese with English abstract)
- Tapponnier P and Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, 82: 2905 – 2930
- Tian W, Wei CJ, Chen MM and Zhang GB. 2010. Discovery of granulite xenoliths from Xikeer, Tarim, Northwest China and its geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, 26(2): 573 – 583 (in Chinese with English abstract)
- Whilshire WM and Shervais JW. 1975. Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from the western United States. *Physics and Chemistry of the Earth*, 9: 257 – 272
- Witt-Eickschen G and Kramm U. 1997. Mantle upwelling and metasomatism beneath central Europe: Geochemical and isotopic constraints from mantle xenoliths from the Rhön (Germany). *Journal of Petrology*, 38(4): 479 – 493
- Wu CM. 2009. On the validity of the geobarometers in mantle rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2089 – 2112 (in Chinese with English abstract)
- Xiao AC, Yang SF, Li YJ, Wang QH, Chen HL and Cheng XG. 2005. Main period for creation of fracture system in the Bachu uplift, Tarim basin. *Chinese Journal of Geology*, 40(2): 291 – 302 (in Chinese with English abstract)
- Xu YG. 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: Pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chemical Geology*, 182: 301 – 322
- Zhang HF. 2009. Peridotite-melt interaction: A key point for the destruction of cratonic lithospheric mantle. *Chinese Science Bulletin*, 54(19): 3417 – 3437
- Zhang SB. 2003. A Guide to the Stratigraphic Investigation on the Periphery of the Tarim Basin. Beijing: Petroleum Industry Press, 1 – 280 (in Chinese with English abstract)
- Zou TR, Cao YW, Xu J, Yu XJ, Xia FR and Chen WS. 1999. Geology and geochemistry of the Cenozoic alkaline basalt on the northern margin of the Tarim basin, Xinjiang, China. *Geological Review*, 45 (Suppl.): 1072 – 1077 (in Chinese)

附中文参考文献

- 陈咪咪, 田伟, 潘文庆. 2008. 新疆西克尔碧玄岩中的地幔橄榄岩包体. *岩石学报*, 24(4): 681 – 688
- 樊祺诚, 隋建立, 刘若新, 周新民. 2001. 汉诺坝榴辉岩相石榴辉石岩——岩浆底侵作用新证据. *岩石学报*, 17(1): 1 – 6
- 贾承造. 1997. 中国塔里木盆地构造特征和油气. 北京: 石油工业出版社
- 宋方敏, 闵伟, 韩竹军, 徐锡伟. 2007. 南天山柯坪塔格推覆体前缘断裂活动性质及速率. *地震地质*, 29(2): 272 – 281
- 田伟, 魏春景, 陈咪咪, 张贵宾. 2010. 塔里木西克尔基性麻粒岩捕虏体的发现及其地质意义. *岩石学报*, 26(2): 573 – 583
- 吴春明. 2009. 地幔岩矿物压力计评述. *岩石学报*, 25(9): 2089 – 2112
- 肖安成, 杨树锋, 李曰俊, 王清华, 陈汉林, 程晓敢. 2005. 塔里木盆地巴楚隆起断裂系统主要形成时代的新认识. *地质科学*, 40(2): 291 – 302
- 张师本. 2003. 塔里木盆地周缘地层考察指南. 北京: 石油工业出版社, 1 – 280
- 邹天人, 曹亚文, 徐钰, 於晓晋, 夏凤荣, 陈伟十. 1999. 塔里木盆地北缘新生代碱性玄武岩的地质地球化学. *地质论评*, 45(增刊): 1072 – 1077