

滇东南马关巨晶单斜辉石原位 Sr 同位素特征 及其含水性

范爱玲, 王 蓉, 朱 萌, 熊雯莉

(昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093)

摘要: 对滇东南马关火山爆砾岩筒以及玄武岩中的单斜辉石巨晶进行了主量元素、微量元素、原位 Sr 同位素以及含水性研究, 结果显示, 单斜辉石巨晶均为铝质普通辉石, $Mg^{\#}$ 与 Al、Fe、Ti 呈负相关, 与 Ca 呈正相关; 稀土元素总量不高, HREE 及 LREE 亏损, 而 MREE 相对富集, 大离子亲石元素均出现明显亏损, 高场强元素 Nb、Zr 出现亏损而 Hf 略富集, Nb、Ta 与 Zr、Hf 分馏明显, Rb、Ba 的变化范围较大。原位 Sr 同位素 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 $0.703\ 92 \sim 0.705\ 06$, 巨晶单斜辉石来源于上地幔, 形成于同一母岩浆, 与寄主玄武岩同源, 为源岩浆在高压下的结晶产物。运用显微红外-傅里叶变换红外光谱仪 (Micro-FTIR) 分析测试了单斜辉石巨晶的水含量, 结果显示 OH 吸收峰位于 $3\ 700 \sim 2\ 800\ cm^{-1}$, 含水量赋值范围为 $318 \times 10^{-6} \sim 693 \times 10^{-6}$, 水含量稍富于女山及汉诺坝地区的单斜辉石巨晶, 也高于马关地区幔源橄榄岩包体中的单斜辉石结构水含量, 暗示该区上地幔岩石圈具高含水性, 这同时证实了俯冲洋壳在研究区的活动。新近纪到达地幔过渡带的西太平洋洋壳俯冲发生转向东撤, 此时新特提斯洋洋壳正在 NE 向俯冲, 是马关地区深部地幔富水的主因, 到达软流圈 (或地幔过渡带) 的新特提斯洋俯冲洋壳导致该区地幔熔融, 岩浆随之而生。

关键词: 巨晶单斜辉石; 滇东南; 马关; 深部地幔的水; 新特提斯洋壳俯冲

中图分类号: P578. 954; P597

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2018)06-0933-16

In situ Sr isotopes and water content of clinopyroxene megacryst from Maguan, southeastern Yunnan Province

FAN Ai-ling, WANG Rong, ZHU Meng and XIONG Wen-ju

(Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China)

Abstract: In this paper, the authors studied the major elements, trace elements, $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopes and water content of clinopyroxene megacrystals hosted by Maguan alkali basalt in southeastern Yunnan Province. All clinopyroxene megacrystals are aluminum augite, and their $Mg^{\#}$ are negatively correlated with Al, Fe, Ti, but positively correlated with Ca. MREE is relatively more enriched than HREE and LREE. The LILE (large ion lithophile elements) are obviously deficient. The HFSE (high field strength elements) Nb and Zr are depleted, but Hf is slightly enriched. Nb, Ta and Zr, Hf fractionation is obvious respectively, and Rb and Zr change dramatically. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios range from $0.703\ 92$ to $0.705\ 06$. All these data suggest that the clinopyroxene megacryst originated from the same parent magma as the hosted alkali basalt. The water content of clinopyroxene megacrystals is $318 \times 10^{-6} \sim 693 \times 10^{-6}$ as measured by Micro-FTIR, which is richer than that of Nushan and Hanoba as well as the

收稿日期: 2018-03-12; 接受日期: 2018-07-17

基金项目: 国家自然科学基金(41363002); 教育部博士点新教师基金(20135314120008); 云南省科技厅基金(2013FB013)

作者简介: 范爱玲(1992-), 女, 汉族, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: aileenvan@hotmail.com; 通讯作者: 王 蓉(1976-), 女, 汉族, 副教授, 主要从事矿物学、岩石学、矿床学的教学与研究工作, E-mail: gemmjewel@gmail.com。

peridotite xenolith in Maguan. It indicates that the upper mantle is rich in water in the study area, suggesting oceanic subduction in Cenozoic. The western Pacific Ocean crust which reached the transitional zone retreated eastward in Neogene, whereas the Neo-Tethys ocean crust subducted northeastward. These factors were probably responsible for the abundant water in Maguan mantle. Subsequently, magma was formed in the asthenosphere (or mantle transition zone) by the Neo-Tethys ocean crust subduction.

Key words: clinopyroxene megacryst; southeastern Yunnan; Maguan; water in the mantle; Neo-Tethys ocean crust subduction

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41363002); Doctoral Fund of Ministry of Education of China (20135314120008); Yunnan Science and Technology Department Foundation(2013FB013)

单斜辉石通常是地幔岩的主要矿物相之一,且地幔岩中的单斜辉石通常含有丰富的深部构造作用的成分信息。国内外许多学者对单斜辉石巨晶的成因及其地球化学特征做过研究,并把巨晶辉石的成因分成两类:一类是玄武质岩浆在上升过程中从上地幔橄榄岩或辉石岩中偶然捕获的捕虏晶(Frey and Green, 1974);另一类也是最广泛的观点,认为巨晶是碱性玄武质岩浆在高压下结晶的(Irving, 1978; Irving and Frey, 1984; 陈道公等, 1997a; Woodland and Jugo, 2007)。中国东部大部分地区的单斜辉石巨晶都是由玄武质岩浆在高压下结晶而成的(如女山、汉诺坝、普宁、胶州等),中国东南沿海地区的巨晶辉石全部属于成因分类中的第2类(周新民等, 1982; 周德进等, 1995; Zhou *et al.*, 1997)。华北地区新生代单斜辉石巨晶与以上成因相同,由碱性玄武质岩浆在高压下结晶形成,二者同源,但晚中生代的辉石巨晶则是被寄主岩浆偶然捕获的捕虏晶,二者不同源(肖燕等, 2008)。山东昌乐碱性玄武岩中的巨晶单斜辉石为非同源的捕虏晶(陈小明等, 2009)。同时,几乎所有上述地区辉石巨晶的 REE 配分模式都相同:均具有富集 MREE 的特征。

目前,单斜辉石可能是上地幔最重要的水的储库之一已经成为共识,巨晶单斜辉石自源区被携带至地表的过程中并没有经历明显的氢扩散丢失(夏群科等, 1999)。前人已对安徽女山及河北汉诺坝等地的单斜辉石巨晶中结构 OH 进行了研究,结果表明,女山地区水含量为 $15 \times 10^{-6} \sim 2247 \times 10^{-6}$,其中只有两个样品水含量 $> 100 \times 10^{-6}$ (夏群科等, 1998);汉诺坝地区水含量为 $100 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$ (夏群科等, 1999)。显然上地幔中水分布存在不均一性。然而要想进一步了解不均一性的程度及其原因,就需要对更多地区的样品进行研究。

滇东南马关地区碱性玄武岩中分布有广泛的单

斜辉石巨晶,大小不等,一般为 $2 \sim 5$ cm。已有研究表明,马关地区单斜辉石巨晶具有较高的 $Mg^{\#}$ 值,其 $K_d(Fe-Mg)$ 值大部分介于 $0.22 \sim 0.40$ 之间,与寄主岩浆平衡,同时,巨晶的形成深度位于上地幔,其与寄主玄武岩浆是同源的(李瑞璐, 2009)。然而在已有的研究结果当中,并没有对辉石巨晶的同位素地球化学特征及其含水性进行研究。本文分析了马关地区的单斜辉石巨晶主微量、原位 Sr 同位素及其水含量,制约了巨晶的地球化学行为、岩浆来源以及含水性,探讨了滇东南地区岩石圈地幔的性质,同时丰富了特提斯域岩石圈地幔的含水性,为上地幔以及岩石圈地幔的演化过程提供了一定依据。

1 地质背景与样品

马关地区位于青藏高原东缘(云南省东南部文山州境内),大地构造上处于特提斯造山带、扬子板块西南缘以及华南板块的结合部位,金沙江-哀牢山-红河断裂带东南端。自 55 Ma 以来的印度与欧亚板块的碰撞以及其后的陆内变形不仅制约了青藏高原的形成和演化,而且还控制着青藏东缘及邻区新生代的构造和岩浆活动。区内经历多期次构造活动,构造格局复杂,整体以北西向红河大断裂为主,与北东向相交发育一系列次级断裂(图 1)。

区内出露地层从下到上依次为中寒武统田蓬组(ϵ_2t)、龙哈组(ϵ_2l),上寒武统歇场组(ϵ_3x)、唐家坝组(ϵ_3t)和博菜田组(ϵ_3b),下奥陶统独树柯组(O_1d)和下木都底组(O_1x)。主要发育 NE 向的 F_1 、 F_2 断层, NW 向的 F_3 、 F_4 断层以及 SN 向的 F_5 断层(图 1)。区内褶皱平缓,主要是一些呈 NE 走向、长度不过几公里的短轴背斜和向斜。岩浆岩以喷出岩岩体(筒)形式产于寒武系和奥陶系中,岩筒(体)多沿 NW 向断裂与 NE 向断裂产出,少数产于断裂带附近。

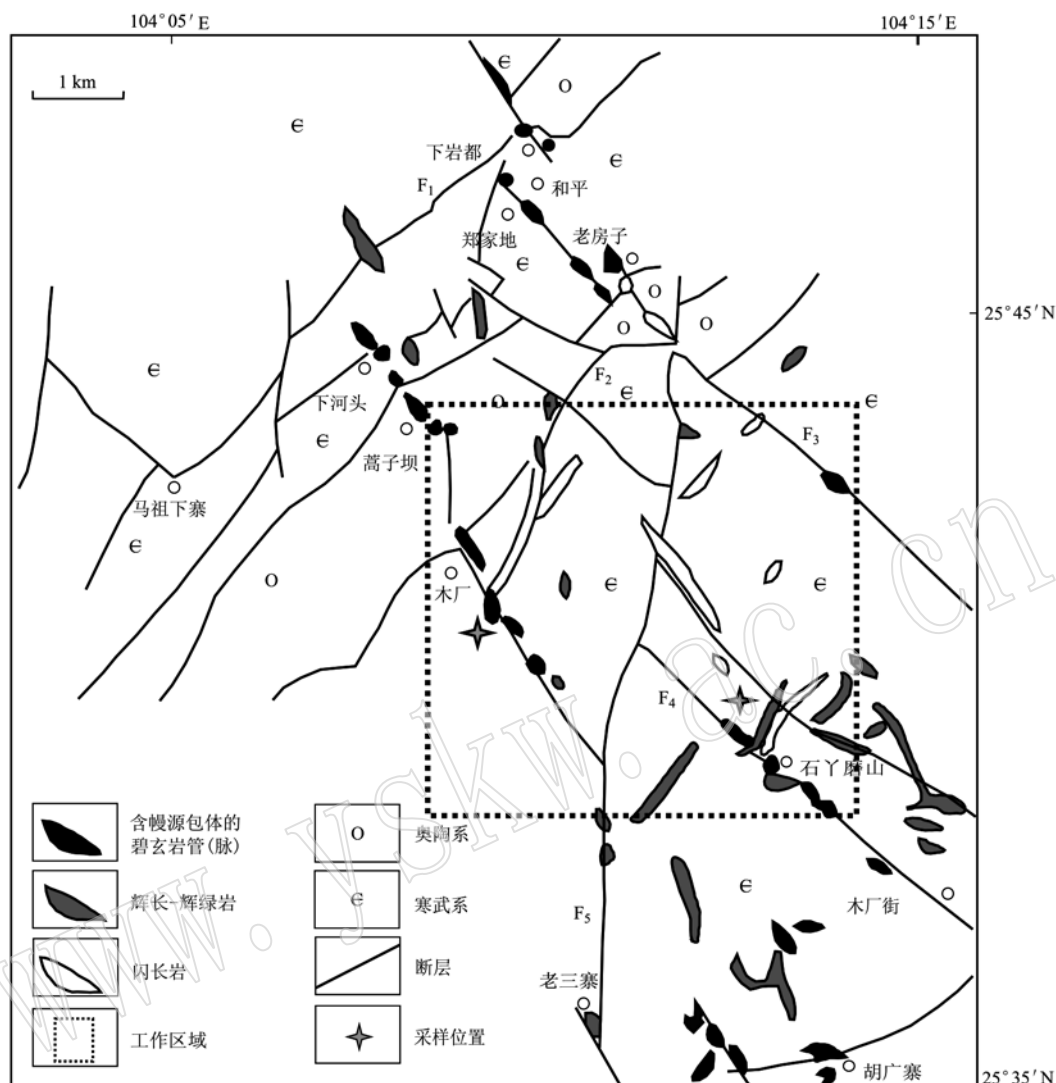


图1 马关地区地质简图及采样位置(据魏启荣等, 2003)

Fig. 1 Simplified geological map of Maguan area and sample location (after Wei Qirong *et al.*, 2003)

本文辉石巨晶样品采自马关地区的蒿子坝、郑家地以及下河头村。21个单斜辉石巨晶均呈浑圆状,部分发育有很窄的反应边,大小2~5 cm不等。单斜辉石巨晶手标本及镜下照片见图2。

2 分析方法

2.1 电子探针及激光剥蚀等离子体质谱

单斜辉石巨晶的主量元素采用电子探针分析,微量元素以及原位 Sr 同位素采用 LA-ICP-MS 分析。分析使用的激光剥蚀系统为 GeoLas 2005,等离子体质谱仪为 Agilent 7500a,激光能量 70 mJ,频率 8 Hz,激光束斑直径 32 μm。以上实验均在中国地质大学

(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行。

2.2 显微傅里叶变换红外光谱

单斜辉石巨晶的红外光谱分析在中国科技大学壳幔物质与环境重点实验室完成。采用切片法将辉石巨晶切片并双面抛光,获得双面平行的晶片,厚度约 0.1~1 mm,再把样品用酒精和水清洗,最后置于 100℃ 的烘箱中干燥。FTIR 分析使用带有 continu μm 显微镜的 Nicolet 5700 型傅里叶变化红外光谱仪,探测器为液氮冷却的 MCT-A,分辨率为 4 cm⁻¹,测量范围为 2 000~5 000 cm⁻¹,样品及空白区域扫描次数均为 128 次,光源为非偏正光。样品测试区无流体包裹体及其他裂隙。实验在室温、空气条件下进行,湿度在 36% 左右。光谱的收集和处理使用

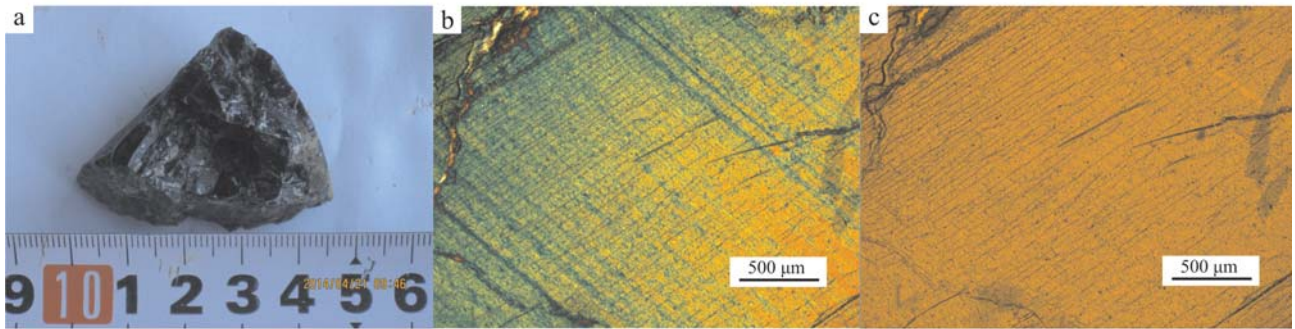


图2 单斜辉石巨晶手标本及镜下照片

Fig. 2 Hand specimens and microscope photos of clinopyroxene megacrysts

a—单斜辉石巨晶手标本; b—正交偏光镜下干涉色及解理; c—单偏光下解理及颜色

a—hand specimen of clinopyroxene megacryst; b—the interference color and cleavage of clinopyroxene megacrysts(+); c—cleavage and color of clinopyroxene(-)

Thermo Nicolet 公司提供的 OMINIC 8.2 软件, 收集过程中使用 H_2O 校正扣除空气中的水分影响。

3 分析结果

3.1 单斜辉石巨晶主量元素组成

利用电子探针对单斜辉石巨晶样品进行了多点多颗粒的分析, 结果显示, 无论是位于巨晶的边缘还

是中心位置, 其化学组成都是均一的, 因此每一个样品列出的主量元素都是多点分析后的平均值。单斜辉石巨晶的主量元素分析结果列于表 1。由表 1 可知, 单斜辉石巨晶的主量元素变化范围不大, 主要成分落在世界其他单斜辉石巨晶的成分变化范围之内。 $Mg^\#$ 值为 72.37 ~ 83.93, 主量元素含量与 $Mg^\#$ 值之间呈现良好的相关性, 即随着 $Mg^\#$ 值增加, Al_2O_3 、 TiO_2 、 Na_2O 含量减少, 而 CaO 含量增加(图 3)。这

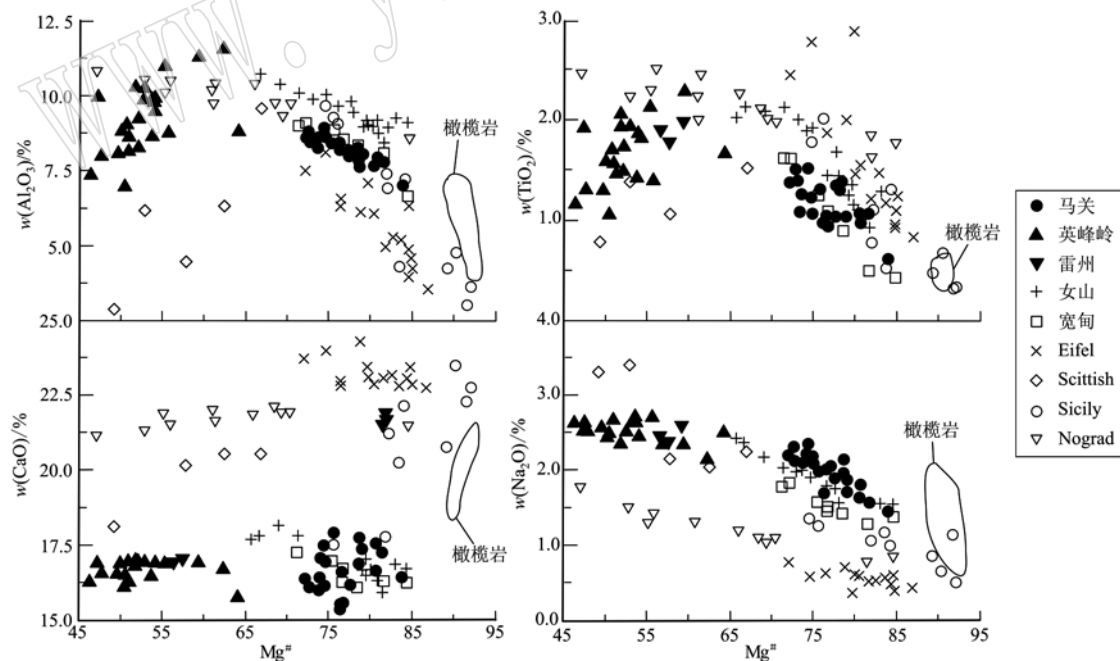


图3 单斜辉石巨晶主量元素相关性图解

Fig. 3 Correlations between major elements and $Mg^\#$ of clinopyroxene megacrysts

数据来源: 马关(本文); 英峰岭(于津海等, 2003); 雷州(Zhou *et al.*, 1997); 女山(于津海等, 2003); 宽甸(黄婉康等, 1991); Eifel (Shaw and Eyzaguirre, 2000); Scottish(Upton *et al.*, 1999); Sicily(Nimis and Vannucci, 1995); Nograd(Dobosi and Jenner, 1999); 橄榄岩区域(朱萌等, 2017)

Data source: Maguan (this study); Yingfengling (Yu Jinhai *et al.*, 2003); Leizhou (Zhou *et al.*, 1997); Nüshan (Yu Jinhai, 2003); Kuandian (Huang Wankang *et al.*, 1991); Eifel (Shaw and Eyzaguirre, 2000); Scottish (Upton *et al.*, 1999); Sicily (Nimis and Vannucci, 1995); Nograd (Dobosi and Jenner, 1999); peridotite (Zhu Meng *et al.*, 2017)

表 1 马关单斜辉石巨晶的主量元素组成

 $w_B/\%$

Table 1 Main compositions of clinopyroxenes megacrysts from Maguan

样品号	HZB-101	HZB-102	HZB-103	HZB-108	HZB-109	ZJD-101	ZJD-102	ZJD-103	ZJD-104	ZJD-105
SiO ₂	50.18	50.17	49.71	50.45	49.61	49.23	49.21	49.46	49.86	50.23
TiO ₂	0.99	1.02	1.04	0.94	1.29	1.08	1.23	1.58	1.50	0.98
Al ₂ O ₃	7.82	7.97	7.79	8.07	8.34	8.46	8.75	8.67	8.61	8.54
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	6.46	7.02	6.42	7.87	7.45	8.25	7.85	8.75	7.82	8.12
MnO	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.17	0.15
MgO	15.21	14.48	15.72	14.50	13.15	13.42	12.91	12.88	12.56	14.62
CaO	17.46	17.12	17.17	15.63	17.66	16.92	17.34	15.94	16.81	15.27
Na ₂ O	1.64	1.73	1.62	2.02	1.99	2.13	2.18	2.13	2.30	1.70
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
NiO	0.08	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
Total	100.03	99.72	99.73	99.68	99.65	99.66	99.65	99.59	99.66	99.67
Si	1.82	1.84	1.83	1.85	1.82	1.82	1.81	1.84	1.83	1.85
Ti	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
Al	0.34	0.35	0.34	0.35	0.37	0.37	0.39	0.37	0.38	0.36
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.20	0.21	0.19	0.24	0.23	0.25	0.24	0.26	0.24	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.84	0.79	0.84	0.80	0.72	0.74	0.71	0.70	0.69	0.79
Ca	0.69	0.68	0.68	0.61	0.71	0.67	0.69	0.64	0.67	0.60
Na	0.12	0.12	0.11	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.17	0.12
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.04	4.02	4.03	4.02	4.03	4.04	4.04	4.02	4.02	4.00
Mg [#]	80.93	78.93	81.40	76.78	75.69	74.75	74.53	72.83	74.39	76.33

样品号	ZJD-106	ZJD-107	ZJD-108	ZJD-109	ZJD-110	ZJD-111	XHT-102	XHT-103	XHT-104	XHT-105	XHT-107
SiO ₂	49.31	49.62	49.05	52.04	49.87	49.32	50.75	49.99	49.68	49.92	50.21
TiO ₂	1.41	1.37	1.27	0.61	1.05	1.10	1.04	1.36	1.29	1.04	1.32
Al ₂ O ₃	8.79	8.57	8.44	6.92	8.18	8.73	7.64	8.25	8.09	8.07	8.16
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.34	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.01
FeO	8.80	8.71	8.60	5.55	7.75	8.64	6.53	6.64	6.94	7.73	6.81
MnO	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16	0.14	0.16	0.15
MgO	12.69	12.72	13.40	16.37	14.21	13.37	15.09	13.60	13.97	14.64	13.90
CaO	16.23	16.28	16.52	16.23	16.37	16.17	16.56	17.55	17.56	16.10	17.17
Na ₂ O	2.20	2.16	2.16	1.47	2.02	2.13	1.81	2.11	1.94	1.93	1.95
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
NiO	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03
Total	99.63	99.62	99.63	99.75	99.66	99.65	99.67	99.69	99.67	99.67	99.70
Si	1.83	1.82	1.82	1.88	1.83	1.83	1.85	1.82	1.81	1.83	1.86
Ti	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04
Al	0.38	0.37	0.37	0.30	0.36	0.37	0.33	0.36	0.36	0.35	0.34
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.27	0.27	0.26	0.17	0.24	0.26	0.20	0.20	0.21	0.24	0.20
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	0.71	0.71	0.75	0.88	0.78	0.74	0.83	0.75	0.78	0.81	0.76
Ca	0.64	0.65	0.65	0.64	0.65	0.63	0.65	0.70	0.70	0.64	0.66
Na	0.15	0.16	0.15	0.10	0.15	0.15	0.13	0.15	0.14	0.14	0.14
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.02	4.03	4.04	4.00	4.03	4.03	4.02	4.03	4.04	4.03	4.00
Mg [#]	72.63	72.37	73.90	83.93	76.60	73.78	80.57	78.66	78.59	77.57	78.77

注: $Mg^{\#} = Mg/(Mg + Fe) \times 100$, 其中 Fe 为 Fe^{2+} 。

与世界上其他一些地区的单斜辉石巨晶相似,如中国华北克拉通地区(女山、宽甸、胶州)(黄婉康等, 1991; 于津海等, 2003),中国华南地区的雷州(Zhou *et al.*, 1997),德国的 Eifel 西部(Shaw and Eyzaguirre, 2000),意大利 Sicily(Nimis and Vannucci, 1995)以及匈牙利北部 Nograd(Dobosi and Jenner, 1999)(图 3)。但位于华南地区的英峰岭以及英国 Scottish 地区辉石巨晶的 Al_2O_3 、 TiO_2 含量与 $\text{Mg}^\#$ 值呈正相关,英峰岭地区 CaO 、 Na_2O 含量随着 $\text{Mg}^\#$ 值升高无明显变化,而 Scottish 地区则分别显示升高与降低的趋势(Upton *et al.*, 1999; 于津海等, 2003),与马关单斜辉石巨晶不同。

根据 Poldervaart 等(1951)的辉石命名法,以 Wo 、 En 以及 Fs 为端员,所有的辉石巨晶均落入普通辉石范围(图 4)。

3.2 微量元素特征

马关地区单斜辉石巨晶样品的稀土元素和其他微量元素的分析结果见表 2。

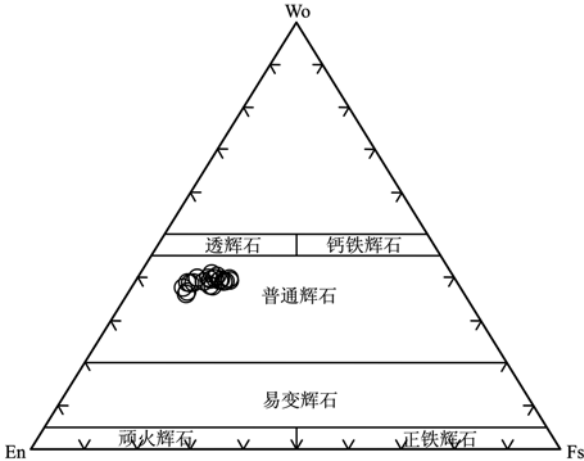


图 4 马关地区单斜辉石巨晶的成分和分类图
(底图据 Poldervaart and Hess, 1951)

Fig. 4 Composition and classification of clinopyroxene megacrysts from Maguan (after Poldervaart and Hess, 1951)

21 个单斜辉石巨晶样品的稀土元素总量 ($\sum \text{REE}$) 为 $17.01 \times 10^{-6} \sim 31.87 \times 10^{-6}$, (La/Yb)_N 为 1.09 ~ 2.66, 所有单斜辉石巨晶均呈现出相似的

表 2 马关单斜辉石巨晶的微量元素含量

$w_B/10^{-6}$

Table 2 Trace element concentrations of clinopyroxenes megacrysts from Maguan

样品号	HZB-101	HZB-102	HZB-103	HZB-108	HZB-109	ZJD-101	ZJD-102	ZJD-103	ZJD-104	ZJD-105
La	1.33	1.27	1.29	1.12	1.33	1.12	1.13	1.65	1.67	0.99
Ce	5.25	5.16	4.86	4.13	5.20	4.58	4.26	6.47	6.26	4.22
Pr	1.07	0.95	1.01	0.74	1.04	0.82	0.89	1.29	1.27	0.83
Nd	6.26	6.22	6.10	4.79	6.52	5.52	5.73	7.64	7.99	4.74
Sm	2.38	2.48	2.72	2.03	2.26	1.95	2.45	3.48	3.41	2.20
Eu	0.70	0.82	0.81	0.80	0.85	0.88	0.78	1.17	1.11	0.82
Gd	2.49	2.66	2.81	3.00	2.60	2.61	2.80	4.12	3.81	2.51
Tb	0.42	0.39	0.43	0.51	0.52	0.49	0.49	0.56	0.56	0.37
Dy	2.28	2.27	2.27	2.37	2.53	2.63	2.88	3.14	3.12	2.15
Ho	0.34	0.42	0.38	0.39	0.42	0.44	0.46	0.48	0.51	0.39
Er	0.95	0.85	0.89	0.89	1.02	1.03	1.03	1.11	1.29	0.88
Tm	0.10	0.09	0.11	0.13	0.10	0.08	0.10	0.13	0.13	0.14
Yb	0.53	0.49	0.64	0.67	0.52	0.43	0.69	0.58	0.60	0.60
Lu	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06
$\sum \text{REE}$	24.17	24.13	24.38	21.63	24.96	22.63	23.74	31.87	31.80	20.91
LREE	17.00	16.90	16.78	13.62	17.19	14.86	15.24	21.70	21.72	13.80
HREE	7.17	7.23	7.60	8.01	7.77	7.77	8.51	10.17	10.08	7.10
(La/Yb) _N	1.81	1.86	1.43	1.21	1.81	1.85	1.18	2.03	2.00	1.18
Y	2.07	2.19	1.97	2.30	2.28	2.40	2.48	2.60	2.82	2.18
Sc	28.96	29.14	29.80	27.06	30.38	25.49	25.51	27.21	25.32	31.97
Rb	0.11	0.03	0.03	0.02	0.06	0.11	0.06	1.02	0.02	0.38
Ba	0.42	1.32	0.26	0.59	0.73	2.76	1.39	70.74	0.99	17.30
Ta	0.07	0.07	0.04	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06
Nb	0.29	0.32	0.36	0.23	0.38	0.32	0.33	0.53	0.42	0.40
Sr	66.10	68.55	63.16	57.28	71.99	62.35	63.34	64.64	80.38	50.56

续表 2

Continued Table 2

样品号	HZB-101	HZB-102	HZB-103	HZB-108	HZB-109	ZJD-101	ZJD-102	ZJD-103	ZJD-104	ZJD-105
Zr	27.50	30.34	28.79	25.52	35.31	31.90	30.96	40.76	42.08	24.60
Hf	1.34	1.27	1.32	1.18	1.75	1.40	1.71	1.86	1.80	0.97
Cr	262.99	179.12	364.33	125.65	8.41	14.34	11.80	10.24	5.48	99.74
Co	53.38	40.79	42.33	45.09	42.29	44.06	45.58	44.49	46.37	42.58
Ni	518.23	269.71	305.54	224.04	108.26	131.18	119.79	143.05	109.86	261.40
Cu	5.15	5.15	2.34	3.87	3.42	4.43	2.98	54.71	2.75	7.27
Zn	29.84	22.45	29.96	48.07	39.67	46.31	40.05	78.14	51.03	43.11
Ga	11.91	12.39	11.47	13.15	14.59	14.20	13.87	16.13	16.33	12.55
Sn	1.31	1.33	1.43	1.38	1.72	1.87	2.16	2.71	2.16	1.55
Th	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02
U	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.18	0.00	0.08

样品号	ZJD-106	ZJD-107	ZJD-108	ZJD-109	ZJD-110	ZJD-111	XHT-102	XHT-103	XHT-104	XHT-105	XHT-107
La	1.18	1.27	1.23	0.90	1.21	1.02	1.33	1.68	1.71	1.14	1.61
Ce	4.88	5.12	4.96	3.56	4.46	4.07	5.06	6.78	6.73	4.58	6.52
Pr	1.00	1.02	1.11	0.68	0.91	0.86	1.03	1.40	1.37	0.90	1.30
Nd	6.14	6.50	6.59	4.35	5.51	5.37	6.47	8.00	8.10	5.93	8.35
Sm	3.03	2.56	2.49	1.63	2.08	2.50	2.44	3.11	3.08	2.68	2.87
Eu	0.96	0.88	0.93	0.57	0.79	0.99	0.76	0.99	0.97	0.71	1.14
Gd	3.47	3.45	3.34	1.72	2.95	2.86	2.91	3.41	3.20	2.98	3.51
Tb	0.55	0.51	0.55	0.29	0.46	0.50	0.44	0.63	0.56	0.40	0.50
Dy	3.12	3.34	3.04	1.77	2.55	2.84	2.49	3.01	2.62	2.64	2.55
Ho	0.52	0.52	0.52	0.31	0.43	0.46	0.37	0.43	0.47	0.44	0.44
Er	1.15	1.22	1.19	0.65	0.96	1.07	1.01	1.02	0.89	0.98	0.90
Tm	0.11	0.15	0.14	0.07	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12	0.13	0.09
Yb	0.54	0.84	0.73	0.42	0.58	0.48	0.48	0.64	0.46	0.66	0.53
Lu	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.07
ΣREE	26.72	27.44	26.90	17.01	23.08	23.20	24.97	31.28	30.34	24.24	30.38
LREE	17.20	17.35	17.31	11.69	14.95	14.81	17.09	21.96	21.96	15.94	21.79
HREE	9.52	10.09	9.58	5.31	8.13	8.38	7.89	9.32	8.37	8.30	8.59
(La/Yb) _N	1.58	1.09	1.21	1.53	1.50	1.53	1.97	1.87	2.66	1.23	2.16
Y	2.67	2.87	2.87	1.63	2.39	2.66	2.15	2.64	2.50	2.26	2.44
Sc	26.51	29.55	28.38	30.97	29.03	26.12	26.59	26.17	26.40	26.50	26.79
Rb	0.20	0.05	0.03	0.16	0.14	0.02	0.15	0.03	0.14	0.06	0.05
Ba	2.42	1.09	0.62	0.90	1.05	0.27	2.18	0.26	37.42	0.39	1.02
Ta	0.05	0.06	0.07	0.02	0.04	0.04	0.06	0.07	0.08	0.04	0.07
Nb	0.36	0.34	0.34	0.17	0.25	0.20	0.26	0.41	0.51	0.33	0.41
Sr	63.34	65.96	68.22	52.67	61.91	56.66	66.59	80.84	83.59	57.78	80.26
Zr	32.57	31.53	32.75	16.21	27.13	30.17	30.70	41.61	40.65	28.90	44.47
Hf	1.47	1.49	1.49	0.67	1.14	1.34	1.47	2.03	1.65	1.36	1.97
Cr	8.60	10.93	13.16	223.17	40.38	12.01	335.51	14.19	21.11	214.71	59.95
Co	45.84	49.09	46.97	41.25	46.15	47.77	43.73	47.59	40.59	43.35	41.08
Ni	143.00	148.87	149.92	390.15	184.69	166.63	304.74	169.81	165.54	262.73	192.96
Cu	2.83	4.12	2.57	76.03	4.50	2.94	6.59	5.30	14.44	3.47	3.00
Zn	55.34	54.77	54.98	33.55	47.73	51.51	57.59	44.99	49.06	41.90	38.27
Ga	15.31	15.80	15.24	9.38	13.94	15.44	12.58	14.31	13.26	13.17	14.46
Sn	2.38	1.69	1.67	4.62	1.96	1.63	1.65	2.51	3.25	2.15	2.18
Th	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01

稀土元素配分模式,即 LREE 与 HREE 亏损,而 MREE 富集(图 5)。单斜辉石巨晶大离子亲石元素含量较低(图 6),如 Rb($0.02 \times 10^{-6} \sim 1.02 \times 10^{-6}$)、Sr($50.56 \times 10^{-6} \sim 83.59 \times 10^{-6}$)。在原始地幔标准化蛛网图上,Rb、Ba 的变化范围较宽,高场强元素

Nb、Zr 亏损而 Hf 略富集,且 Nb、Ta 与 Zr、Hf 分馏明显,基本没有 Eu 异常。本区单斜辉石巨晶 Σ REE 落在世界其他地区范围之内。

辉石巨晶的微量元素与主量元素之间呈现出良好的相关性(图 7)。稀土元素总量与 Na_2O 、 TiO_2 呈

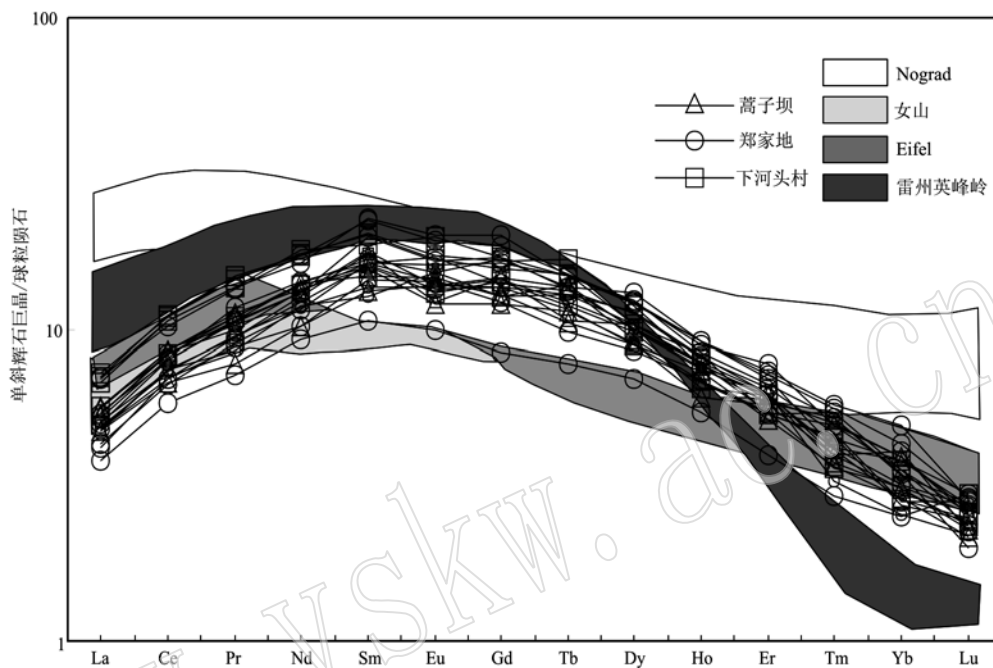


图 5 马关及部分地区单斜辉石巨晶稀土元素配分图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of clinopyroxene megacrysts from Maguan and some other area
数据来源: 马关(本文); 女山(陈道公等, 1997a); 雷州、英峰岭(于津海等, 2003); Nograd(Dobosi and Jenner, 1999); Eifel(Shaw and Eyzaguirre, 2000)

Data source: Maguan (this study); Nüshan (Chen Daogong *et al.*, 1997a); Leizhou and Yingfengling (Yu Jinhai *et al.*, 2003); Nograd (Dobosi and Jenner, 1999); Eifel (Shaw and Eyzaguirre, 2000)

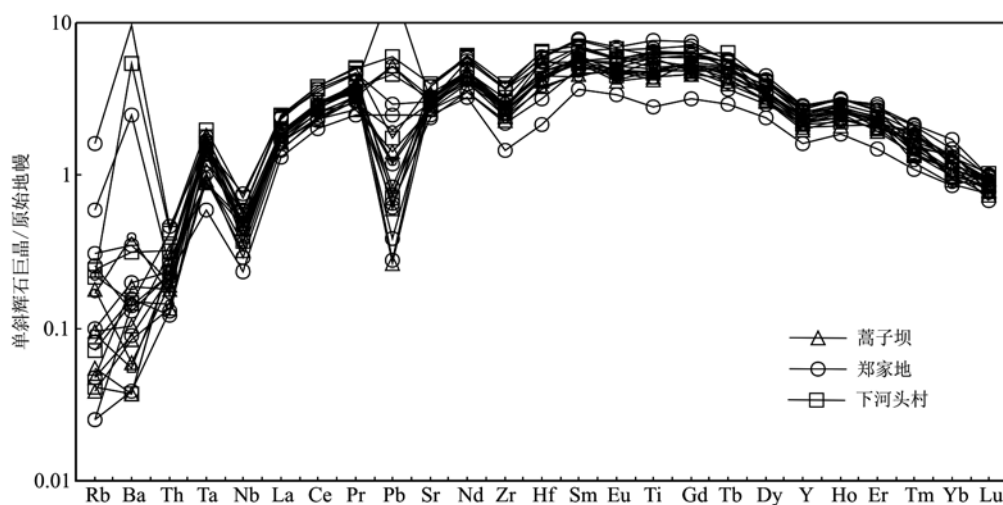


图 6 马关地区单斜辉石巨晶微量元素蛛网图

Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element spidergram of clinopyroxene megacrysts from Maguan

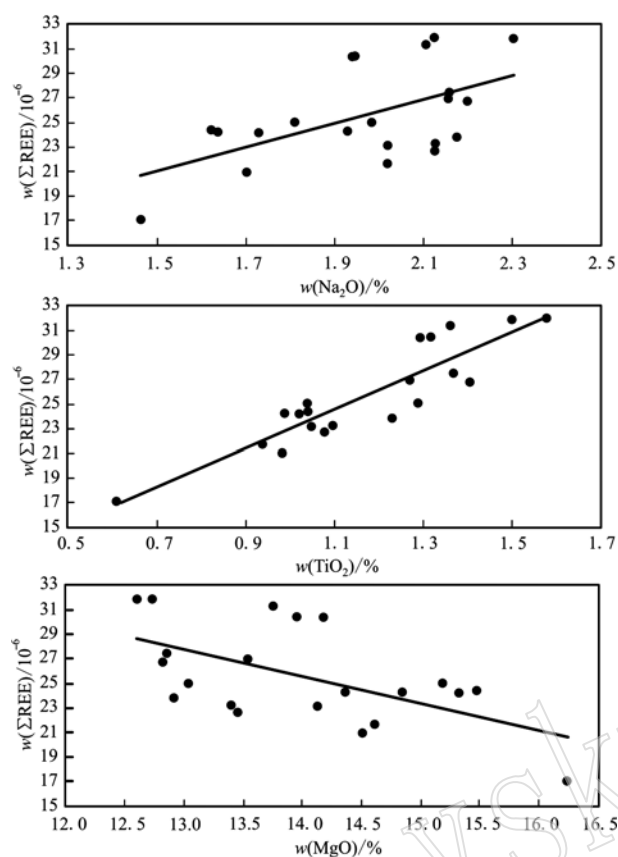


图7 辉石巨晶的 Na_2O 、 TiO_2 、 MgO 与稀土元素总量的相关图

Fig. 7 Correlation between mass fraction of Na_2O , TiO_2 , MgO and REE of clinopyroxene megacrysts from Maguan

正相关,而与 MgO 呈负相关。这与Caporuscio等(1990)的结果不同,他们通过实验得出Na的质量分数与稀土元素总量呈反相关这一结论,并由此给出了单斜辉石的M2位是最适合接纳稀土元素这一解释。但本文的实验数据与夏群科等(1998)等的研究结果是一致的,即:M2位的阳离子静电位势并不是影响单斜辉石中稀土元素的主要因素,不同种矿物间的稀土元素差异是由晶体化学性质决定的,同时同种矿物在一个相对简单的地球化学过程中(如结晶分异),它们之间的稀土元素变化趋势主要受地球化学过程发生的程度及周围环境(如是否存在与其他矿物之间的成分竞争)的控制。

3.3 原位 Sr 同位素

对本研究区的13个单斜辉石巨晶进行了原位Sr同位素分析,取随机的点进行测试,测定结果见表3。

马关单斜辉石巨晶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为0.703 13 ~

0.705 31,而安徽女山单斜辉石巨晶的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为0.703 09 ~ 0.703 46(陈道公等,1997a),华北新生代的辉石巨晶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为0.703 84 ~ 0.704 91(陈道公等,1997b)。可见马关单斜辉石巨晶与东部地区相比,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值范围更宽,这可能与辉石后期遭受流体交代有关,亦或者暗示马关地区地幔端员具有多元混合的特征,同时说明辉石巨晶来源于上地幔(上地幔 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704 \pm 0.002$)。巨晶寄主碱性玄武岩具有较高的Sr同位素: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703 64 \sim 0.708 57$ (项目组数据),辉石巨晶的Sr同位素与其寄主玄武岩相比稍亏损,这一点亦说明它们是同源的。

表3 马关单斜辉石巨晶原位 Sr 同位素分析数据

Table 3 In situ Sr isotopic ratios of clinopyroxene megacrysts from Maguan

样品号	HZB-101	HZB-102	HZB-103	HZB-109
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703 69	0.704 31	0.703 13	0.704 82
样品号	ZJD-101	ZJD-103	ZJD-106	ZJD-107
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704 60	0.703 87	0.703 92	0.704 76
样品号	ZJD-110	XHT-102	XHT-103	XHT-104
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704 53	0.705 31	0.704 20	0.705 06
样品号	XHT-107			
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704 85			

3.4 水含量

巨晶样品的代表性红外吸收谱图见图8,吸收峰位置等见表4。

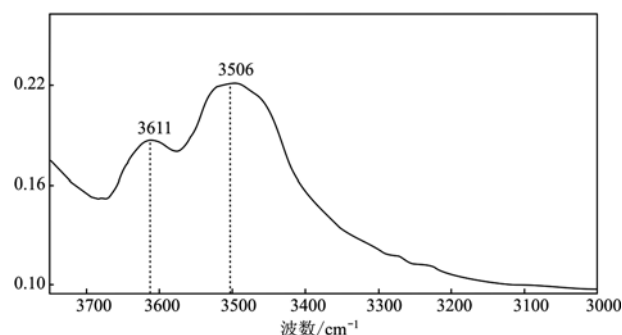


图8 马关地区单斜辉石巨晶的红外吸收光谱

Fig. 8 IR spectra of clinopyroxene megacrysts from Maguan area

从结果可以看出,马关地区单斜辉石巨晶的红外光谱具有以下3组谱带: $3\ 603 \sim 3\ 624\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 502 \sim 3\ 531\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 464 \sim 3\ 473\ \text{cm}^{-1}$ 。所有样品具有 $3\ 502 \sim 3\ 531\ \text{cm}^{-1}$ 这组峰,且90%以上的样品此峰吸

表4 辉石巨晶的结构 OH 吸收谱带及含量
Table 4 The absorption spectrum and content of OH in clinopyroxene megacrysts

样品号	谱带位置/ cm^{-1}				样品厚度	含量/ 10^{-6}
	1	2	3	4		
HZB-101	3 606	3 518			0.062 3	440
HZB-102	3 615	3 515			0.065	471
HZB-103	3 608	3 514	3 464		0.025 7	448
HZB-108	3 618	3 514	3 472		0.047 7	477
HZB-109	3 607	3 530	3 473		0.047 7	418
ZJD-101	3 622	3 522			0.046 5	342
ZJD-102	3 614	3 517			0.024 3	352
ZJD-103	3 612	3 514			0.013 7	624
ZJD-104	3 613	3 514			0.026 3	416
ZJD-105	3 613	3 519			0.018 2	362
ZJD-106	3 603	3 504			0.031 7	693
ZJD-107	3 611	3 506			0.051 2	318
ZJD-108	3 608	3 510			0.027 5	390
ZJD-109	3 610	3 510			0.021 3	448
ZJD-110	3 624	3 506			0.04	418
ZJD-111	3 604	3 502			0.014 7	675
XHT-102	3 624	3 505			0.024 7	377
XHT-103	3 610	3 508			0.028 9	563
XHT-104	3 624	3 523			0.032 7	351
XHT-105	3 604	3 531			0.019 3	536
XHT-107	3 611	3 522			0.046 2	532
NSH1		3 546	3 483		0.225	91
NSH2	3 637	3 541	3 484		0.178	15
NSH3	3 620		3 495	3 388	0.243	56
NSH5	3 625		3 500		0.233	581
NSH6			3 494		0.382	35
NSH7	3 620		3 506		0.094	1043
NSH8-1	3 621		3 505		0.302	65
NSH8-2	3 621		3 505		1.374	65
NSH9	3 644	3 553	3 486		0.212	29
NSH10	3 620			3 388	0.342	21
NSH11	3 621	3 520	3 472	3 388	0.285	2247
NSH12	3 628		3 484		0.114	425
NSH13	3 628		3 484		0.120	423
NSH14			3 485		0.281	53
HNBH1	3 620	3 504			0.390	100
HNBH2	3 621	3 500			0.253	320
HNBH3	3 619	3 496			0.239	400
HNBH4	3 630	3 400			0.120	

注: NSH1 ~ 14 为女山地区样品数据(夏群科等, 1998); HNBH1 ~ 4 为汉诺坝地区数据(夏群科等, 1999)。

收最强,说明它是马关单斜辉石巨晶的主要特征吸收峰。

而女山则出现了4组吸收峰,分别为: 3 619 ~ 3 644 cm^{-1} (I), 3 520 ~ 3 553 cm^{-1} (II), 3 472 ~ 3 506 cm^{-1} (III), 3 388 cm^{-1} (IV) (夏群科等, 1998)。Skogby 等(1990)指出透辉石质单斜辉石可

出现4组结构 OH 吸收峰: 3 620 ~ 3 640 cm^{-1} 、3 520 ~ 3 535 cm^{-1} 、3 450 ~ 3 465 cm^{-1} 、3 350 ~ 3 355 cm^{-1} ,而普通辉石质单斜辉石仅出现前3组峰。本文样品的吸收峰与以上吸收峰可对应,只是前两组峰的位置相较于 Skogby 等(1990)向低波数范围偏移了约 20 cm^{-1} ,而女山地区单斜辉石巨晶的后两组

吸收峰则向高波数范围偏移了约 30 cm^{-1} 。单斜辉石之间吸收峰位置的差异,应是由其成分不同所致。

使用 Beer-Lambert 公式(吸收强度 = 摩尔吸收系数 $\times$ 厚度 $\times$ OH 浓度)计算本文样品的 OH 含量,摩尔吸收系数采用 Bell 等(1995)提供的 $7.09 \times 10^{-6} \text{ H}_2\text{O} \cdot \text{cm}^2$,计算出研究区辉石巨晶的水含量介于 $318 \times 10^{-6} \sim 693 \times 10^{-6}$ 之间,高于女山($15 \times 10^{-6} \sim 2\,247 \times 10^{-6}$,其中只有两个样品 $> 100 \times 10^{-6}$)及汉诺坝($100 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$)等地(夏群科等,1998,1999),同时高于同类幔源包体中的单斜辉石水含量($160 \times 10^{-6} \sim 557 \times 10^{-6}$,朱萌等,2017)。

4 讨论

4.1 巨晶单斜辉石的岩浆源区

不同地幔端员具有不同水含量及水与其他不相

容元素的比值(夏群科等,2015),而水和 Ce 在地幔矿物和熔体中的分配系数相似,其比值在部分熔融和结晶分异的过程中基本保持不变(Michael, 1995; Dixon *et al.*, 2002; Shaw *et al.*, 2012),因此可用两者的比值来示踪源区性质。

再循环组分的 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值要明显高于正常地幔,如 GLOSS (global subducting sediment) 的 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值大约为 1 280,而 DMM (depleted MORE mantle) 则大约为 200。EM(enriched mantle)型地幔其 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce} < 100$,而脱水的 ROC (recycled oceanic crust) 其 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值约为 100。

通过计算,马关地区的 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值为 52 ~ 166 (表 5),平均值为 92,21 个样品中只有 5 个样品的 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值高于 100,大部分的样品落在了 EM 型地幔的范围之中,而少数几个样品则接近 DMM,表明源区可能具有多端员混合的特征。

表 5 辉石巨晶的 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值

Table 5 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ of clinopyroxene megacrysts

样品号	HZB-101	HZB-102	HZB-103	HZB-108	HZE-109	ZJD-101	ZJD-102	ZJD-103	ZJD-104	ZJD-105	ZJD-106
$\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$	83.71	91.22	92.08	115.50	80.48	74.78	80.42	96.52	66.41	85.79	141.90
样品号	ZJD-107	ZJD-108	ZJD-109	ZJD-110	ZJD-111	XHT-102	XHT-103	XHT-104	XHT-105	XHT-107	
$\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$	62.22	64.21	125.94	93.66	165.79	74.53	83.08	52.18	117.17	81.53	

4.2 单斜辉石巨晶的成因

4.2.1 单斜辉石巨晶的结晶条件

利用单矿物计算结晶温度的常规方法主要有 Davis 和 Boyd(1966)法以及 Thompson(1974)法。本文分别用这两种方法计算了辉石巨晶样品的温度,前者标注为 T1,后者则为 T2(表 6)。

Davis 和 Boyd(1966)方法是在大量实验基础上形成的一种经验方法,在实际应用中很方便,用最小二乘法得出经验公式: $t(^{\circ}\text{C}) = 2\,258.55 - 27.217 [100 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})]$ (摩尔分数)。在实际操作中,

需要对 Fe^{2+} 产生的影响进行校正,即用 $[100 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})]$ 来代替 $100 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ 。另外,对于 Al_2O_3 含量也进行了校正,即辉石巨晶中含 $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1\%$ 可提高平均温度 11°C 。

计算单矿物温压比较常用并且简单的方法为 Thompson 法。Thompson(1974)用天然富橄榄石碱性玄武岩岩粉合成了高压普通辉石($10 \times 10^8 \sim 31 \times 10^8 \text{ Pa}$)并给出了一个 Al 含量与温压之间的关系式: $p(0.1 \text{ GPa}) = -7.538\,3 + 83.169\,2 \text{ Al}$, $t(^{\circ}\text{C}) = 1\,056.898\,6 + 902.797\,8 \text{ Al}$ 。本文压力采用 Thomp-

表 6 采用 T1 及 T2 法计算的辉石巨晶形成温压数据

Table 6 The formation temperature and pressure of clinopyroxene megacrysts by T1 and T2 methods

样品	HZB-101	HZB-102	HZB-103	HZB-108	HZE-109	ZJD-101	ZJD-102	ZJD-103	ZJD-104	ZJD-105	ZJD-106
T1($^{\circ}\text{C}$)	1 267.25	1 255.24	1 282.22	1 332.26	1 198.55	1 254.09	1 214.30	1 286.98	1 219.66	1 361.36	1 270.34
T2($^{\circ}\text{C}$)	1 361.45	1 367.89	1 360.75	1 371.86	1 384.27	1 389.74	1 401.09	1 397.59	1 394.42	1 389.63	1 402.92
p/GPa	2.052	2.111	2.045	2.148	2.262	2.312	2.417	2.385	2.356	2.311	2.434
样品	ZJD-107	ZJD-108	ZJD-109	ZJD-110	ZJD-111	XHT-102	XHT-103	XHT-104	XHT-105	XHT-107	
T1($^{\circ}\text{C}$)	1 265.35	1 275.84	1 315.61	1 291.52	1 292.98	1 285.54	1 201.98	1 220.01	1 315.42	1 230.29	
T2($^{\circ}\text{C}$)	1 393.76	1 389.28	1 323.63	1 377.24	1 400.13	1 353.94	1 379.08	1 373.70	1 372.56	1 375.01	
p/GPa	2.349	2.308	1.703	2.197	2.408	1.983	2.214	2.165	2.154	2.177	

son 法进行计算。

不同方法计算出巨晶的温度不同,根据前人对云南马关地区玄武岩中地幔包体的温压研究,笔者认为采用 Davis 和 Boyd 的单斜辉石温度计计算结果(T1)更接近辉石巨晶的实际值。通过公式 $D = 4.2 + 3.03 p$ 可计算出单斜辉石巨晶的起源深度,其结果为 56 ~ 78 km。这与同位素所获得结果一致,表明辉石巨晶来源于上地幔。

4.2.2 单斜辉石巨晶的来源

单斜辉石巨晶的主量元素与 $Mg^\#$ 值之间具有良好的相关性(图3),说明单斜辉石巨晶具有自同一岩浆分离结晶的特点。同时辉石巨晶具有较高的 Al_2O_3 含量,暗示其母岩浆受熔融抽取的程度很低。

另外,马关地区单斜辉石巨晶的稀土元素配分模式与华北地区的莒南、鹤壁及中国东部地区、安徽女山地区辉石巨晶配分模式几乎相同(均呈现中部向上凸起的勺子状),这表示系统元素进入巨晶是严格受矿物的结晶化学所控制的。

所有的单斜辉石巨晶样品微量元素配分曲线图形相似,暗示所有巨晶样品来自同一母岩浆。样品中 Rb 含量变化范围较大,可能与部分样品在上升过程中发生蚀变有关。

根据本研究区的辉石巨晶的主量元素之间以及主量与稀土元素之间良好的相关性可知,辉石的形成过程是比较稳定的,所有样品是从同一母岩浆中经历了不同程度的分离结晶作用而形成的。

Wass(1979)根据单斜辉石的结构特征等将单斜辉石分为4大类:① Cr-透辉石;② 偶然捕获的 Al-普通辉石或次透辉石;③ 原始碱性玄武质岩浆在高压下结晶出的 Al-普通辉石和次透辉石;④ 玄武质岩浆在低压下结晶的单斜辉石斑晶。第①、②类都与寄主玄武岩无成因联系,据目前数据显示,大部分中国地区的单斜辉石巨晶属于第3类成因,即与它们的寄主玄武岩是同源的。斑晶与其他3类比较好区分,因其颗粒小,且边缘无反应现象及生长边,Al 含量也比较低。

马关地区单斜辉石巨晶具有颗粒大且 Al 含量高的特点,它的温压条件等决定了它形成于上地幔,因此它不是低温下由玄武质岩浆结晶的产物,也不属于地幔橄榄岩捕虏体中的捕虏晶,换言之,马关地区单斜辉石巨晶成因上属于 Wass 分类的第2类或者第3类。

Wass 指出单斜辉石的晶出会改变玄武质岩浆的

组成,使其 SiO_2 含量降低,碱性增高,同时降低岩浆的 $Mg^\#$ 值。因此,为了估算与单斜辉石巨晶处于平衡状态的岩浆的 $Mg^\#$ 值,采用 Mg-Fe 在熔体与单斜辉石之间的分配系数 [$K_D^{cpx-liq} = FeO^{cpx} (MgO^{liq}) / FeO^{liq} (MgO^{cpx}) = 0.36 \pm 0.04$] (Kinzler, 1997; 式中 $K_D^{cpx-liq}$ 代表分配系数, cpx 为单斜辉石, liq 为熔体, FeO 以及 MgO 为质量分数)来计算,然后将计算得出的原始岩浆的 $Mg^\#$ 值与寄主玄武岩的 $Mg^\#$ 值相比较,如果与单斜辉石巨晶相平衡的原始岩浆的 $Mg^\#$ 值较高或和寄主玄武岩的 $Mg^\#$ 值类似,则说明这些单斜辉石巨晶与寄主岩浆的 MgO、FeO 含量基本处于平衡状态,即它们之间存在“血缘”关系。反之,则单斜辉石巨晶为玄武质岩浆的捕虏晶,二者没有成因上的联系。

本文根据上述公式估算出与单斜辉石巨晶平衡的岩浆 $Mg^\#$ 值在 50.3 ~ 67.4 之间,寄主玄武岩 $Mg^\#$ 值为 60 ~ 70 (黄行凯等, 2013),二者基本相当,因此,马关地区的单斜辉石巨晶应是玄武质岩浆在早期高压下结晶的产物,二者是同源的。

同时,单斜辉石巨晶中的 $Al(O=6)$ 与其寄主玄武岩的 Al_2O_3 质量分数之间呈现良好的相关性(图9),由此也可看出它们是同源的。

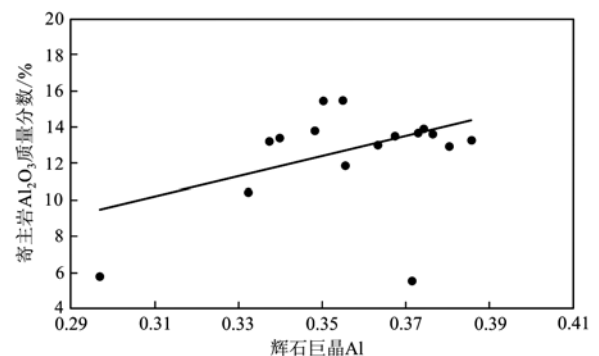


图9 辉石巨晶与寄主玄武岩成分关系图

Fig. 9 Correlation between clinopyroxene megacrysts and host basalt

如前所述,马关单斜辉石巨晶普遍个体较大,主量元素成分均一,无明显环带结构,可知巨晶结晶相对缓慢,主量元素间以及主量元素与 ΣREE 之间均呈良好线性相关,暗示单斜辉石巨晶在一个相对稳定的岩浆房或岩浆演化过程中形成,即新生代玄武岩中单斜辉石巨晶与它们的寄主岩基本处于平衡状态,为早期岩浆结晶的产物。

需要注意的是,辉石巨晶虽与寄主玄武岩具有亲缘关系,但所有的证据并不能说明其是由寄主玄

武岩直接结晶的产物,因岩浆喷发速度非常快,没有时间结晶出如此巨大的晶体。巨晶由与寄主岩浆同源的先前岩浆在上地幔顶部或壳幔过渡带晶出,而寄主岩浆应为源岩浆与演化岩浆的混合物。

4.3 单斜辉石巨晶中原始水含量的保存

马关地区的单斜辉石巨晶化学成分均一分布,水含量亦呈均匀分布,这表明辉石巨晶在上升过程中并没有经历明显的 H 扩散。同时,前人的研究也表明对于像单斜辉石巨晶这样扩散系数小、颗粒粗大的地幔矿物来说,观察到的水含量即可基本代表原始情况(夏群科等,1999)。因此,可以相信,单斜辉石巨晶很有可能保存了其在源区时的原始水含量。

4.4 上地幔中水分布的不均一性

国内对于单斜辉石巨晶结构水的研究数据相对较少。女山及汉诺坝地区单斜辉石巨晶的水含量分别为 $15 \times 10^{-6} \sim 2\,247 \times 10^{-6}$ (其中除 2 个样品为 $1\,134 \times 10^{-6}$ 、 $2\,247 \times 10^{-6}$ 外,其余均 $< 100 \times 10^{-6}$) 以及 $100 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$ (夏群科等,1998,1999),而马关地区单斜辉石巨晶水含量则为 $318 \times 10^{-6} \sim 693 \times 10^{-6}$ 。马关地区的单斜辉石巨晶对于汉诺坝及女山地区来说相对富水。

迄今为止,国内外的数据均说明无论是哪种幔源矿物,均存在较大程度水含量的变化范围,如产状、产地的不同,则其水含量也不相同。马关地区单斜辉石巨晶水含量与华北地区不同,而与马关地区同类幔源包体中辉石的水含量也不尽相同(巨晶水含量高于包体),这些差异是由于上地幔中水分布的不均一性造成的。另外,虽然根据已有的研究表明,辉石因其扩散系数小,能较好地保存水含量,但由于辉石巨晶与包体中的辉石不具有成因上的联系,因此,其水含量不尽相同。

不同地幔背景下水含量的分布图见图 10[图 10 中最后一张图为本次研究数据及女山与汉诺坝辉石巨晶数据,女山与汉诺坝数据分别引自夏群科等(1998,1999);女山地区有 2 组数据 $2\,247 \times 10^{-6}$ 及 $1\,134 \times 10^{-6}$ 未放入图中]。

4.5 水含量对滇东南岩石圈地幔演化的制约

考虑到单斜辉石巨晶的形成温度介于 $1\,199 \sim 1\,361^\circ\text{C}$ 之间,接近或达到软流圈温度($1\,280^\circ\text{C}$ 以上),且单斜辉石巨晶水的扩散系数较小并经历了快速淬火,在上升至地表的过程当中几乎没有水的流失,因此认为,单斜辉石巨晶的水含量能够反映上地幔的信息,即滇东南地区的上地幔是富水的。

纵观全球上地幔富水地区,如我国华南地区、美国的 Simcoe 地区、新墨西哥 Kilbourne Hole 地区等,它们的共同特点是受到过俯冲洋壳析出流体的交代。由此可见,流体交代是使源区富水的一个重要过程。

研究区位于西太平洋和北印度洋之间的洋陆过渡带,欧亚、西太平洋和印度-澳大利亚三大板块汇聚拼合之地,也是地球历史演变中南北古大陆及其之间特提斯域俯冲、碰撞、拼合与大洋分离消亡的聚散之处,更是从深部地幔到上层岩石圈、地壳与地表系统壳幔圈层持续强烈相互作用的剧烈活动地域。中生代以来的新构造运动中,西太平洋在大约 60 Ma 开始 NW 向俯冲于欧亚大陆之下,整个俯冲过程约持续近 30 Ma,而后向东后撤。与此同时,西南部新特提斯洋壳开始封闭,其洋壳自 SW 持续向 NE 俯冲,于古近纪末期俯冲殆尽。在 23 Ma 以后,太平洋俯冲系统持续向东后撤,受热沉降控制,岩浆活动也变微弱,而此时新特提斯洋壳正到达其俯冲末端。之后印度板块向欧亚板块发生强烈碰撞和楔入,转入板块内构造。

研究区上地幔明显富水,陆陆板块的碰撞不可能使地幔区富水,故而证实了俯冲洋壳在研究区的活动。到底是西太平洋的 NW 向俯冲作用还是新特提斯洋的 NE 向俯冲所引起地幔强烈水化呢?由黄行凯等(2013) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年认为研究区存在 21.2 ± 1.2 Ma 及 12.9 ± 0.2 Ma 两期岩浆活动,本文认为在此交锋的是特提斯构造域和太平洋构造域两大动力学体系,新特提斯洋的 NE 向俯冲是马关地区地幔区富水的主因,因西太平洋洋壳此时已持续东撤,力量微弱。水化的地幔导致研究区上地幔熔融,岩浆随之而生。

同时,马关地区地幔部分熔融程度较低,因此仅发育少量岩浆,也因为岩浆并不是大规模产生,所以在其缓慢上升过程中能在上地幔晶出单斜辉石巨晶。而在后期,岩浆却能快速喷发到达地表,这无疑与其高水含量有直接关系。流体的参与改变了寄主岩浆的粘滞度,使其能够快速喷发到达地表。

5 结论

(1) 本次研究的单斜辉石巨晶属于铝质普通辉石,其 $\text{H}_2\text{O}/\text{Ce}$ 值为 $52 \sim 166$,代表着严重脱水的洋壳玄武岩的成分参与;原位 Sr 同位素赋值范围为

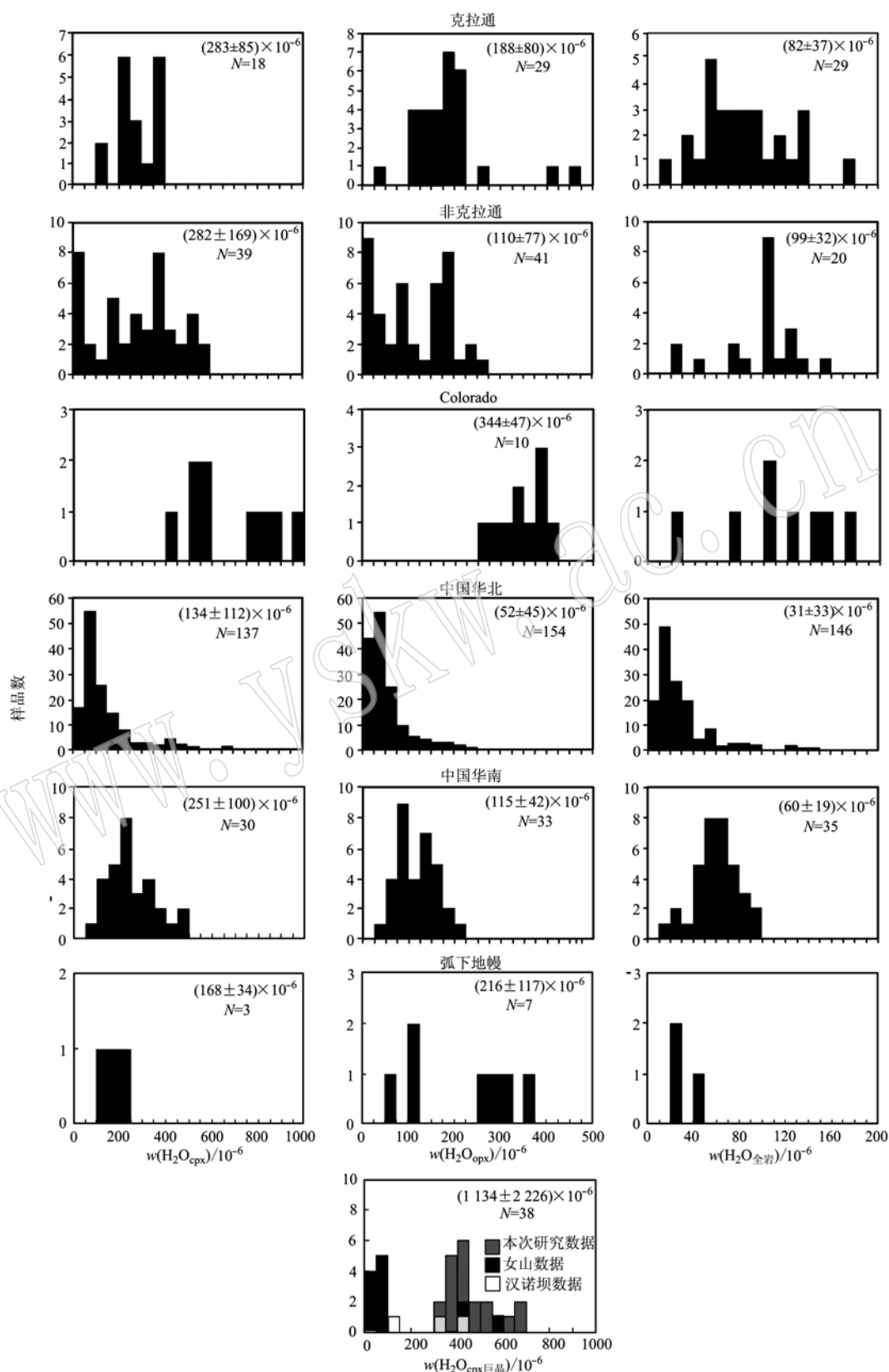


图 10 不同地质背景地幔岩石圈水含量(据夏群科等, 2013)

Fig. 10 Water in the mantle from different geological background(after Xia Qunke *et al.*, 2013)

0.703 13 ~ 0.705 31, 暗示其源区与寄主玄武岩同源, 具有富集地幔 EM 及 DMM 多元混合的特征。

(2) 马关地区单斜辉石巨晶结构水含量介于 318×10^{-6} ~ 693×10^{-6} 之间, 表明研究区上地幔富水。

(3) 21 Ma, 西太平洋俯冲洋壳持续东撤后退, 力量减弱, 新特提斯洋的 NE 向俯冲是马关地幔区富水的主因, 水化的地幔导致研究区上地幔部分熔融, 岩浆随之而生。

References

- Bell D R, Jhinger P D and Rossman G R. 1995. Quantitative analysis of hydroxyl in garnet and pyroxene[J]. *American Mineralogist*, 80: 465 ~ 474.
- Caporuscio F A and Smyth J R. 1990. Trace element crystal chemistry of mantle eclogites[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 105 (5): 550 ~ 561.
- Chen Daogong and Xia Qunke. 1997a. Geochemistry of megacrysts of Nushan, Anhui Province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 18(3): 260 ~ 269 (in Chinese with English abstract).
- Chen Daogong, Xia Qunke and Zhi Xiachen. 1997b. Geochemistry of megacrysts in Cenozoic Basalts of Eastern China[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 18(3): 299 ~ 305 (in Chinese with English abstract).
- Chen Xiaoming, Chen Lihui and Xu Xisheng. 2009. Study on the genesis of clinopyroxene megacrysts in the Cenozoic alkali basalt at Changle, Shandong Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5): 1 105 ~ 1 116 (in Chinese with English abstract).
- Davis B T C and Boyd F R. 1966. The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites [J]. *Journal of Geophysical Research*, 71(14): 3 567 ~ 3 576.
- Dixon J E, Leist L, Langmuir C, *et al.* 2002. Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt[J]. *Nature*, 420: 385 ~ 389.
- Dobosi G & Jenner G A. 1999. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the nógrád volcanic province, north Hungary: A study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. *Lithos*, 46(4): 731 ~ 749.
- Frey F A and Green D H. 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in Victorian basanites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(7): 1 023 ~ 1 059.
- Huang Wankang, Wang Junwen, Xie Guanghong, *et al.* 1991. A study of Al-Augite and garnet megacrysts basalt-(I) REE evolution[J]. *Geochemistry*, 2: 153 ~ 163 (in Chinese with English abstract).
- Huang Xingkai, Mo Xuanxue, Yu Xuehui, *et al.* 2013. Geochemical characteristics and geodynamic significance of Cenozoic basalts from Maguan and Pingbian, Southeastern Yunnan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(4): 1 325 ~ 1 337 (in Chinese with English abstract).
- Irving A J. 1978. Flow crystallization: A mechanism for fractionation of primary magmas at mantle pressure[J]. *Eos*, 59: 1 214.
- Irving A J and Frey F A. 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(6): 1 201 ~ 1 221.
- Kinzler R J. 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 102 (B1): 853 ~ 874.
- Li Ruiliu. 2009. Mineralogical Study on the Clinopyroxene Megacrysts in the Cenozoic Basalt from Maguan Yunnan Province[D]. China University of Geosciences(Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Michael P. 1995. Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H_2O [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 131(3): 301 ~ 320.
- Nimis P and Vannucci R. 1995. An ion microprobe study of clinopyroxenes in websteritic and megacrystic xenoliths from Hyblean Plateau (SE Sicily, Italy): Constraints on HFSE/REE/Sr fractionation at mantle depth[J]. *Chemical Geology*, 124(3~4): 185 ~ 197.
- Poldervaart A & Hess H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma[J]. *The Journal of Geology*, 59(5): 472 ~ 489.
- Shaw A M, Hauri E H, Behn M D, *et al.* 2012. Long-term preservation of slab signatures in the mantle inferred from hydrogen isotopes[J]. *Nature Geoscience*, 5(5): 224 ~ 228.
- Shaw C S J and Eyzaguirre J. 2000. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany[J]. *Lithos*, 50(1~3): 75 ~ 95.
- Skogby H, Bell D R and Rossman G R. 1990. Hydroxide in pyroxene: Variations in the natural environment[J]. *American Mineralogist*, 75 (7): 764 ~ 774.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society*, 42(1): 313 ~ 345.
- Thompson R N. 1974. Some high-pressure pyroxenes[J]. *Mineralogical Magazine*, 39(307): 768 ~ 787.
- Upton B G J, Hinton R W, Aspen P, *et al.* 1999. Megacrysts and associated xenoliths: Evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland[J]. *Journal of Petrology*, 40 (6): 935 ~ 956.
- Wass S Y. 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks[J]. *Lithos*, 12: 115 ~ 132.
- Wei Qirong, Wang Jianghai and Xie Guanghong. 2003. The chemical com-

- position characteristics of clinopyroxenes from spinel-lherzolite xenoliths in Maguan area, Eastern Tibet and its significance[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 87 ~ 92 (in Chinese with English abstract).
- Woodland A B and Jugo P J. 2007. A complex magmatic system beneath the Devès volcanic field, Massif Central, France: Evidence from clinopyroxene megacrysts[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 153(6): 719 ~ 731.
- Xia Qunke, Chen Daogong and Guo Lihe. 1998. Mantle-derived in Nushan structure OH of clinopyroxene megacryst[J]. *Chinese Science Bulletin*, (16): 1 764 ~ 1 767.
- Xia Qunke, Chen Daogong, Guo Lihe, *et al.* 1999. Mantle-derived in Hannuoba structure water of clinopyroxene megacrysts: FTIR study [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, (2): 161 ~ 165 (in Chinese).
- Xia Qunke, Chen Daogong and Zhi Xiachen. 1999. Research progress in structural water in nominally anhydrous mantle minerals[J]. *Advance in Earth Science*, 14(5): 452 ~ 457 (in Chinese with English abstract).
- Xia Q K and Hao Y T. 2013. The distribution of water in the continental lithospheric mantle and its implications for the stability of continents [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(32): 3 879 ~ 3 889.
- Xia Qunke, Liu Jia, Chen Huan, *et al.* 2015. Estimation of water content of primary magma for continental basalts and its constraint on source components[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(3): 371 ~ 381 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Yan, Zhang Hongfu and Fan Yunjing. 2008. Origin of clinopyroxene of megacrysts in the late Mesozoic and Cenozoic basalts from the North China Craton and their constraints on the magma process of host rocks: a case of the Junan and Hebi[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(s1): 65 ~ 76 (in Chinese with English abstract).
- Yu Jinhai, O'Reilly Y S and Zhou Xinmin. 2003. Geochemistry of clinopyroxene megacrysts from Yingfengtng basalt and the metasomatism effect of their parental magma on mantle peridotites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(4): 637 ~ 649 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Dejin, E Molan, Xu Ping, *et al.* 1995. The type and genesis of clinopyroxene megacryst in the Cenozoic volcanic rocks of Leiqiong[J]. *Science Bulletin*, 40/12: 1 116 ~ 1 118 (in Chinese).
- Zhou Dejin, Sun Min, Wang Yifen, *et al.* 1997. Clinopyroxene megacrysts in Cenozoic volcanic rocks from Hainan island and the Leizhou Peninsula, Southern China[J]. *International Geology Review*, 39(3): 239 ~ 251.
- Zhou Xinmin, Chen Tuhua, Liu Changshi, *et al.* 1982. Pyroxene and amphibole megacrysts in alkali basaltic rocks from the southeastern coastal provinces of China[J]. *Acta Mineral. Sinica*, 1: 15 ~ 22 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Meng, Wang Rong, Xie Zhipeng, *et al.* 2017. Water content of peridotite xenoliths in Cenozoic basalt from Muchang of Maguan, southeastern Yunnan Province[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 36(3): 371 ~ 388 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈道公, 夏群科. 1997a. 安徽女山单斜辉石巨晶的地球化学[J]. *矿物学报*, 18(3): 260 ~ 269.
- 陈道公, 夏群科, 支霞臣. 1997b. 中国东部新生代玄武岩中巨晶矿物的地球化学[J]. *地球学报*, 18(3): 299 ~ 305.
- 陈小明, 陈立辉, 徐夕生. 2009. 山东昌乐新生代碱性玄武岩中的巨晶单斜辉石成因研究[J]. *岩石学报*, 25(5): 1 105 ~ 1 116.
- 黄婉康, 王俊文, 解广轰, 等. 1991. 玄武岩中普通辉石, 石榴石巨晶的研究: I. REE 演化[J]. *地球化学*, 2: 153 ~ 163.
- 黄行凯, 莫宣学, 喻学惠, 等. 2013. 滇东南马关和屏边地区新生代玄武岩地球化学特征及深部动力学意义[J]. *岩石学报*, 29(4): 1 325 ~ 1 337.
- 李瑞璐. 2009. 云南马关新生代玄武岩中巨晶辉石的矿物学研究[D]. 中国地质大学(北京).
- 魏启荣, 王江海, 解广轰. 2003. 青藏东缘马关尖晶石二辉橄榄岩包体中单斜辉石的成分特征及其意义[J]. *地学前缘*, 10(3): 88 ~ 93.
- 夏群科, 陈道公, 郭立鹤. 1998. 女山幔源单斜辉石巨晶中的结构OH[J]. *科学通报*, (16): 1 764 ~ 1 767.
- 夏群科, 陈道公, 郭立鹤, 等. 1999. 汉诺坝幔源单斜辉石巨晶中的结构水: 红外光谱观察[J]. *矿物学报*, 19(2): 161 ~ 165.
- 夏群科, 陈道公, 王五一. 1998. 岩浆过程中影响矿物稀土元素质量分数的因素——来自女山幔源单斜辉石巨晶的启示[J]. *矿物岩石*, 18(2): 9 ~ 11.
- 夏群科, 郝艳涛. 2013. 大陆岩石圈地幔中水的分布和大陆稳定性[J]. *科学通报*, 58(34): 3 489 ~ 3 500.
- 夏群科, 刘佳, 陈欢, 等. 2015. 大陆玄武岩原始水含量的测定及其对源区组分的制约[J]. *岩石矿物学杂志*, 34(3): 371 ~ 381.
- 肖燕, 张宏福, 范蔚茗. 2008. 华北晚中生代和新生代玄武岩中单斜辉石巨晶来源及其对寄主岩岩浆过程的制约: 以莒南和鹤壁为例[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 24(s1): 65 ~ 76.
- 于津海, O'Reilly Y S, 周新民. 2003. 雷州英峰岭玄武岩中单斜辉石巨晶的地球化学和地幔交代作用[J]. *岩石学报*, 19(4): 637 ~ 649.
- 周德进, 鄂莫岚, 徐平, 等. 1995. 雷琼新生代火山岩中单斜辉石巨晶的类型及成因[J]. *科学通报*, 40(12): 1 116 ~ 1 118.
- 周新民, 陈图华, 刘昌实, 等. 1982. 我国东南沿海碱性玄武质岩石中辉石和角闪石巨晶[J]. *矿物学报*, 1: 15 ~ 22.
- 朱萌, 王蓉, 谢志鹏, 等. 2017. 滇东南马关木厂新生代玄武岩中橄榄岩包体的含水性[J]. *岩石矿物学杂志*, 36(3): 371 ~ 388.