

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

东喜马拉雅构造结陆内变形过程的研究

刘焰^{1,2)}, Wolfgang SIEBEL³⁾, 王猛¹⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

2) 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京, 100083

3) 德国 Tuebingen 大学地球化学研究所, 72074

内容提要: 在东喜马拉雅构造结识别出“南向挤出”与“北向楔入”两大构造。前者包括倾向北、头朝南的一条正断层和两条分别被称为上部和下部的逆冲断层。南迦巴瓦和派乡杂岩借助这些断层从北部的冈底斯构造单元之下向南折返至地表附近。后者包括一个北东走向的推覆体和两个北北东走向、南倾的低角度推覆体, 将东久、南迦巴、派乡等杂岩又北(东)向楔入冈底斯构造单元之中。独居石 TIMS U-Th-Pb 测年表明“南向挤出”构造中的正断层和下部逆冲断层可能分别在7.9 Ma、10.7 Ma时活动。锆石 SHRIMP 与金云母 K-Ar 测年结果限定上部逆冲断层活动时限介于 6.2 ± 0.2 Ma 和 5.5 ± 0.2 Ma 之间, 即“南向挤出”中的上、下两条逆冲断层为逆序的逆冲断层。锆石 SHRIMP 和角闪石 Ar-Ar 测年还表明东喜马拉雅构造结核心部位的“北向楔入”很可能发生于3.0 Ma 和1.5 Ma 之间。

关键词: 东喜马拉雅构造结; 陆内变形; 南向挤出; 北向楔入

东西长约2500 km 的喜马拉雅造山带大体呈向南凸出的弧形产出, 被公认为印度陆块与拉萨地块相互作用之结果。由于喜马拉雅造山带是典型的、正在活跃的陆-陆碰撞造山带, 因此它可帮助人们认识古今陆-陆碰撞造山带的形成与演化, 甚至可以帮助人们直接观测陆-陆碰撞造山的具体过程, 这有助于提升人们对地球内部活动过程的认识。

喜马拉雅造山带东、西两端的山脉与水系的走向发生了约90°的大转弯, 故称其为构造结。东喜马拉雅构造结(以下简称东结)是印度陆块与拉萨地块相互作用比较强烈的东顶角, 构造十分复杂, 因而是研究陆内变形过程比较理想的天然实验室, 但由于该区的交通曾经十分不便, 低海拔地区植被发育, 而高海拔地区多为高山无人区, 因此早期研究该区地质特征的学者多通过路线地质调查方式以积累观测资料。郑锡澜等(1979)初步探讨了该区地质构造特点, 识别出汗密右旋走滑断裂带。张旗等(1981)研究了该区变质岩, 建立了三个变质岩带: 喜马拉雅变质带、雅鲁藏布变质带和冈底斯变质带。周云生等(1981)、张兆忠等(1981)则研究了区内冈底斯花岗岩带的组成、形成时代与成因。Liu 等(1997)、刘焰

等(1998a)初步厘定了印度板块与欧亚板块在该区地表缝合线的走向, 提出该区主要由三大构造岩石单元组成, 发现一条被称为那木拉断层的大型逆冲断层, 将北部的麻粒岩相变质杂岩向南推覆于角闪岩相变质杂岩之上。

钟大赉等(1998)系统分析了当时已有的观测资料, 提出了印度板块前缘北东向楔入拉萨地块的模式以解释东结的形成与演化过程。随后, 张进江等(2003)进一步探讨了该楔入体东南与西北边界的运动学特征。可能由于当时工作条件所限, 这些学者没有观察到北向楔入与南向逆冲之间的关系, 也不清楚这些构造活动的时限。

可能主观上认为东、西喜马拉雅构造结的形成机制与过程应该相似, 一些国外学者常套用西喜马拉雅构造结的研究模型来探讨东结的形成与演化过程。例如, Burg 等(1997; 1998)根据粗略的路线地质调查结果, 提出了东构造体系为地壳尺度背形构造的观点, 系岩石圈发生褶皱作用的结果(Burg et al., 2000)。而以 Zeitler 为首的科研团队则努力在东结验证 Zeitler 等(2001)提出的被称为“tectonic aneurism”的模型(Booth et al., 2004)。显然, 新的观

注: 本文为国家重点基础研究规划“973”项目(编号 2002CB412601)和国家自然科学基金项目(编号 40572040)的资助成果。

收稿日期: 2006-07-11; 改回日期: 2006-07-25; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 刘焰, 男, 1969年生。副研究员。主要从事喜马拉雅造山带研究。通讯地址: 100037, 北京百万庄大街26号; 电话: 010-68999711; Email: yanliu0315@yahoo.com.cn。

测资料可以检验这些模型。

最近,在该区新建、扩建了多条公路,极大改善了该区交通状况。新公路也劈开了植被发育、土壤层较厚的山体,这为深入认识该区地质特征提供了条

件。笔者利用当前新修公路和当地伐木的简易道路,在前人工作基础上(钟大赉等,1998;Liu et al., 2006a, 2006b; Geng et al., 2006),再次开展1:100万区域地质调查,获得了该区新一代1:100万地质图

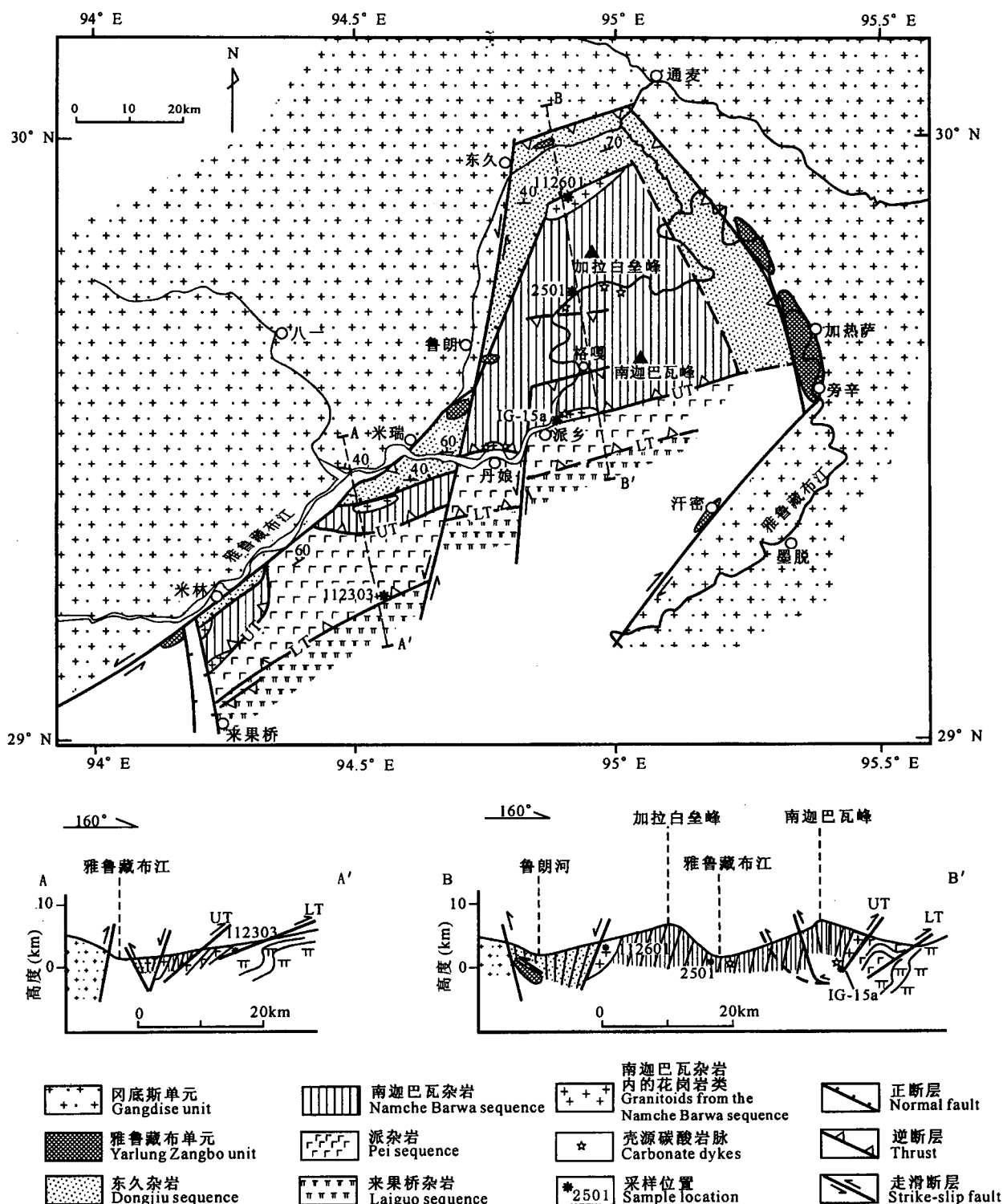


图1 东喜马拉雅构造结1:100万地质图(据 Liu 等, 2006a; Geng 等, 2006以及本文实测数据修编)

Fig. 1 Geological map with a scale of 1:1,000,000 of the eastern Himalayan syntaxis (after Liu et al., 2006; Geng et al., 2006 and our own observations)

(图1),结合岩石学与(构造)年代学研究新成果,重新讨论该区新生代陆内变形的过程。

1 主要岩石单元

最近的区域地质调查(Liu et al., 2006a, 2006b; Geng et al., 2006)证实了早期路线调查的观点(Liu et al., 1997; 刘焰等, 1998a):东结由冈底斯、雅鲁藏布和喜马拉雅三个构造单元所组成。

1.1 冈底斯构造单元

该单元围绕东结呈马蹄型出露,主要以花岗岩类岩石为主,有少量角闪岩相变质杂岩,如石榴石斜长角闪岩、矽线石黑云母片麻岩等。前者侵入后者之中。早期的研究将区内的花岗岩类岩石分为两期:早期岩石主要包括石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩,常呈大型岩基产出,如在米林西侧约10 km处,雅江南两岸,就有这样的岩基产出。这些花岗岩类岩石的黑云母 K-Ar 年龄介于100~40 Ma 之间,因而被认为是冈底斯花岗岩基之东延(张兆忠等, 1981; 王富宝等, 1990; 邓万明, 1992)。因此将这套岩石称为冈底斯构造岩石单元(刘焰等, 1998a)。晚期岩石主要包括微斜长石花岗岩、白云母花岗岩或二云母花岗岩、石榴石花岗岩,多呈小岩体侵入于早期花岗岩基之中,其黑云母 K-Ar 年龄则落入25~10 Ma 之间(张兆忠等, 1981; 常承法等, 1982; 涂光炽等, 1982),系陆内碰撞的产物。最近锆石 SHRIMP 微区定年(Booth et al., 2004)进一步证实了这些观点。

1.2 雅鲁藏布构造单元

该单元呈构造岩片零星出露于冈底斯构造岩石单元与喜马拉雅构造岩石单元之间,常被后期的断层错断和移位,如米林西约2 km处、鲁朗南约10 km处以及东南约5 km处、构造结东北部的加热萨、旁辛等地均可见这类岩石(图1)。可将该单元细分为绿片岩相至角闪岩相变质杂岩与基性岩片两类。变质岩变形很强,多呈糜棱岩产出,绿片岩相变质杂岩主

要有细粒石榴石白云母石英片岩、细一中粒石榴石二云母石英片岩等,角闪岩相变质杂岩主要有中粒石榴石斜长角闪岩、透闪石绿泥石滑石片岩、直闪石角闪岩、蛇纹石角闪岩、滑石石榴石斜长角闪岩等,其原岩为基性、超基性杂岩。基性岩片则包括玄武岩与辉长岩。空间上,这些岩石构造接触。根据这套岩石的产状、矿物组合特征与产出于日喀则至泽当一带的雅鲁藏布江蛇绿岩套及其底部的变质杂岩相似,Liu 等(1997)、刘焰等(1998a)认为区内这套岩石应为代表板块缝合线的雅鲁藏布江蛇绿岩套的东延。最近的1:25万区域地质调查(Geng et al., 2006)也证实了这一观点。

1.3 喜马拉雅构造单元

该单元是南迦巴瓦峰地区的主体部分,岩石类型复杂。根据岩石的矿物组合与产出的构造部位,从北至南,大体可将其细分为东久、南迦巴瓦、派乡和来果桥四个杂岩带(图1)。

1.3.1 东久杂岩

产出于该单元北部,主要出露于东久一排龙至加拉白垒峰之间以及米瑞东侧(图1),故称其为东久杂岩,另在米林东侧也有少量出露(图1)。该杂岩主体为绿片岩相的沉积变质杂岩,主要有黑云母大理岩、千枚岩、二云母石英片岩、石英片岩。底部则有少量矽线石片麻岩产出,其代表性的矿物组合为毛发状矽线石+黑云母+斜长石+石英,属角闪岩相变质杂岩。在底部石英岩中可见现已变为绿帘石斜长角闪岩的镁铁质岩石产出。与雅鲁藏布单元中的变质岩相比,该单元变质杂岩中以不出现石榴石为特征。

1.3.2 南迦巴瓦杂岩

最早在南迦巴瓦峰地区发现并详细研究了这一套杂岩(Liu et al., 1997; 刘焰等, 1998b),故称其为南迦巴瓦杂岩。该杂岩主要出露于南迦巴瓦峰地区,此外,在米林东北、东南侧也有规模不等的该套杂岩

表1 独居石测年样品的全岩化学分析结果

Table 1 Major and trace element analyses of the samples for monazite dating

样品(%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	总量						
112601	61.68	1.04	17.38	9.74	0.16	3.07	1.06	1.18	3.39	0.14	0.45	99.27						
112303	55.86	1.43	14.76	8.83	0.12	6.37	7.82	2.90	0.74	0.20	0.71	99.72						
2501	60.62	0.84	16.76	8.53	0.13	3.93	3.44	1.69	3.53	0.16	0.36	99.99						
样品(×10 ⁻⁶)	Ba	Co	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zr	Ce	Eu	La	Nd	Nd	Sm	Th	U	Yb
112601	601	30.5	144	60.4	179	65.1	153	44.6	175	94.4	1	61.3	15	44	9	23	1	4.2
112303	195	26.9	235	21.3	19.2	319	137	27.5	87.3	0	1.1	15.3	0	21	4	6.9	1	2.6
2501	1621	20.4	163	51.3	213	182	301	41.6	108	111	1.5	56.9	17	45	9	26	2.5	4

注: Fe₂O₃为全铁,采用 XRF 法分析,分析仪器为 Simens SRN300。

出露(图1)。构造上,这套杂岩位于东久杂岩下部。

该杂岩主要以麻粒岩相的石榴石矽线石片麻岩为主,代表性的矿物组合为:石榴石+棱柱状矽线石+三元长石(现已变为条纹长石或反条纹长石)+石英+红棕色黑云母。矽线石常具有尖晶石+堇青石的后成合晶。温压估算表明这套片麻岩峰期变质温压条件为:压力大约为1.7 GPa,温度大约为890℃,随后,经历了近等温降压作用至 $p = 0.5 \pm 0.1$ GPa, $t = 850 \pm 50^\circ\text{C}$ (Liu et al., 1997; 刘焰等, 1998b),即这套石榴石矽线石片麻岩经历了早期的高压麻粒岩相变质作用和随后的高温折返。

该片麻岩还遭受了较强的韧性变形作用:岩石面理由黑云母构成,在面理面上可见矽线石、黑云母、长石定向拉长,构成拉伸线理。在垂直面理面、平行线理的断面上可见粗粒石榴石颗粒发生旋转或碎裂,小颗粒的石榴石沿岩石面理面定向分布,而长石呈“眼球”状长石平行岩石面理面产出。混合岩化作用广泛见于这套片麻岩中,尤其是与顶部的东久杂岩以及与底部派乡杂岩接触带附近,花岗质熔体发育,并常使周围片麻岩的片麻理变得模糊、甚至消失。目前在这套片麻岩中发现三类花岗质岩石,一类是黑云母花岗岩,局部可见有石榴石产出,另一类为石榴石花岗闪长岩,第三类为浅色的花岗岩,常呈伟晶岩产出。

阴极发光研究(Liu et al., 2006b)表明,石榴石矽线石片麻岩的锆石内部具有三重结构:最内部为明暗相间的不规则状或椭圆形的锆石,本文称其为核部。该核部被明亮自形的具振荡环带的新生锆石所包裹,该新生锆石与常产出于花岗岩或麻粒岩之中的锆石相似(Vavra, 1990; Vavra et al., 1999),本文称其为中部锆石,其中常有包体产出。中部新生锆石又被极暗、自形的新生锆石所包裹,本文称这极暗自形的新生锆石为外部锆石。无矿物包体产出于外部锆石中,这种类型的锆石常见于麻粒岩相变质杂岩之中(Vavra, 1990; Vavra et al., 1999)。SHRIMP 分析结果表明核部锆石多为新元古的碎屑锆石,其 Th/U 比值高且变化大(介于0.29~0.84),而中部新生锆石则给出了波动比较小的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面和谐年龄,其加权平均值为 515 ± 35 Ma, Th/U 比值也比较高且变化大(介于0.19~0.78),类似于花岗岩中的锆石。边部锆石则给出了比较年轻的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和谐年龄,波动于22.0至34.5 Ma 之间,其 Th/U 比值非常低(介于0.01~0.02),与变质成因的锆石很相似。采用 Lugwig(1999)根据

高斯统计方法编制的年龄分布统计程序处理边部的 SHRIMP 和谐年龄数据,获得了边部 SHRIMP 年龄分布直方图。在该图上,边部新生锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄数据明显可分成两组,其加权平均值分别为 31.0 ± 1.6 Ma 和 23.0 ± 1.4 Ma (Liu et al., 2006b)。岩相学研究表明,在新生代陆-陆碰撞时期,石榴石矽线石片麻岩先经历了高压麻粒岩相变质作用,及随后高温下的折返,因此认为 31.0 ± 1.6 Ma 可能代表了麻粒岩相变质作用的形成时间,而 23.0 ± 1.4 Ma 则可能为低压麻粒岩相变质作用的时限(Liu et al., 2006b)。

分析 Booth 等(2004)最近发表的阴极发光观测与 SHRIMP 定年结果,发现产出于石榴石矽线石片麻岩中一部分花岗岩类岩石中的锆石的内部结构与其围岩中的锆石相似:均具有新元古的碎屑锆石残核和约500 Ma 左右的新生锆石,这充分说明了花岗岩类岩石与其围岩,石榴石矽线石片麻岩,有共同的起源。这些花岗岩多具有高的 Rb/Sr 比值、铝质过铝质的地球化学特征(Booth et al., 2004),表明它们可能多为减压、无水环境下云母脱水反应的产物,这与其围岩经历了近等温降压的演化过程(见上述)完全吻合。这表明,区内有一部分花岗岩类岩石(包括混合岩)应是石榴石矽线石片麻岩在折返期间由黑云母在无水条件下发生脱水熔融所形成,而其中锆石边部的年龄应代表该花岗岩浆的结晶年龄。

在石榴石矽线石片麻岩中发现有三类透镜体沿片麻理或糜棱岩面理产出。一类是石榴石透辉石岩或石榴石斜长角闪岩。均具有典型的减压结构:石榴石被斜长石+单斜辉石或角闪石所组成的后成合晶所围绕。另一类是富镁的超镁铁质包体,早期形成的铬尖晶石、橄榄石以及斜方辉石被后期形成的富镁角闪石、金云母所包裹。第三类则为镁铁质包体,早期形成的透辉石与斜长石被后期角闪石所包裹。

在石榴石矽线石片麻岩底部,尤其是在南迦巴瓦杂岩与派乡杂岩之间,有碳酸岩脉侵入于南迦巴瓦杂岩中,并交代围岩(图版 I-1)。大的碳酸岩还捕获有围岩包体。地球化学性质上,这些碳酸岩与沉积的大理岩相似,而与源自地幔的火成碳酸岩截然不同,因此这些碳酸岩脉被认为是沉积的大理岩发生部分熔融所形成的壳源火成碳酸岩(Liu et al., 2006a)。

1.3.3 派乡杂岩

最早是在派乡附近详细研究了这套岩石(张旗等,1981;Liu et al., 1997; 刘焰等,1998b),故称其

为派乡杂岩。该杂岩主要出露于派乡、丹娘乡南侧和米林县东北侧(图1)。构造上,该杂岩位于南迦巴瓦杂岩之下。该杂岩以角闪岩相至高角闪岩相沉积变质杂岩为主。从北部较高构造层位至南部较低构造层位,变质矿物组合从石榴石+毛发状矽线石+钾长石+黑云母+石英渐变为绿色角闪石+棕色黑云母+石英+斜长石、毛发状矽线石+黑云母+白云母+微斜长石+硬绿泥石,即该杂岩内存在逆序变质作用。与南迦巴瓦杂岩相比,该杂岩不出现条纹长石、反条纹长石和尖晶石,矽线石呈毛发状产出,石榴石矿物颗粒粒径一般不超过2mm,明显比南迦巴瓦杂岩中的同类矿物要小,这表明北部南迦巴瓦杂岩的变质程度明显高于南部的派乡杂岩。

1.3.4 来果桥杂岩

出露于来果桥附近,大体沿北东向喜马拉雅山脊展布(图1),故称其为来果桥杂岩。构造上,该杂岩位于派乡杂岩之下,以绿片岩相变质杂岩为主,主要岩石类型有细粒白云母石英岩、绿泥石二云母石英片岩、绿帘石黑云母石英片岩、大理岩、细粒黑云母石英砂岩。与派乡杂岩相比,这套杂岩中没有矽线石与角闪石产出。区域上,据 Singh(2006)的岩石学描述,这套岩石与南部印度实际控制区 Rumgong 组的浅变质杂岩相似。

2 区域构造特征

不同性质的断层构成了东结的主要构造体系。早期的构造变形研究(钟大赉等,1998;张进江等,2003)揭示了东结之南东、北西边界分别为宽达数公里的右、左行走滑断层,延伸达数十公里。最近我们的野外调查发现该西边界实际上是由两条左行走滑断层带所组成(图1)。早期的左行走滑断层穿过米林县和米瑞乡,终止于鲁朗南约10 km处(图1),故本文称之为米林—米瑞左行走滑断层。该断层北东走向,宽2~3 km,断层面倾向南东,倾角中等。该断层将冈底斯构造单元与喜马拉雅构造单元分开,并切断米林西侧冈底斯构造单元内的由粗粒石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩所构成的复式岩基。雅鲁藏布构造单元沿此断裂零星出露。该断层带中,东久组的石英岩变形强烈,其中的石英岩“布丁”构造指示该走滑断层还具有逆冲分量(图版 I-2)。晚期的左行走滑断层则穿过鲁朗、东久两地(图1),故本文称其为鲁朗—东久左行走滑断层。该断层北北东走向,高角度东倾,宽500~1000 m(图版 I-3),在鲁朗南约10 km处切断前述之北东走向的米林—米瑞左行

走滑断层(图1)。在鲁朗与东久之间,该断层分隔冈底斯与喜马拉雅构造单元,而在米瑞东侧,该断层则将断层东侧的南迦巴瓦、派乡与来果桥等杂岩分别与断层西侧的东久、南迦巴瓦和派乡杂岩构造接触,此推断此段的滑移量约为20 km(图1)。在鲁朗—东久走滑断层东侧10 km、派乡西侧约3 km处,一北北东走向的左行走滑断层产出,本文称之为派乡左行走滑断层。该断层同样高角度东倾、宽约500 m,将断层东侧的派乡杂岩与西侧的南迦巴瓦杂岩构造接触(图版 I-4),此处的滑移量约为5 km(图1)。在东结东部,目前只发现了被称为汗密的北东走向的右行走滑断层,该断层终止于旁辛附近(图1)。

在东结的北东、北和西侧,喜马拉雅构造单元中的东久杂岩与冈底斯单元构造接触。过去认为该接触带为正断层(Liu et al., 2006a; 2006b),现在发现这种认识是错误的,野外调查表明东久杂岩逆冲于冈底斯单元之上,尤其是在东结的北东和正北处(图1)。此外,还发现东久杂岩中的石英岩逆冲于雅鲁藏布构造单元之上(图版 I-5)。在东久杂岩内部则存在花状构造;靠近冈底斯单元的岩石的倾向与接近南迦巴瓦杂岩的岩石的倾向相反(图1),如在米瑞之雅江南岸,可见东久杂岩由倾向南,逐渐转变为倾向北,而在加拉白垒峰之北侧,也可见到这种构造现象。

喜马拉雅单元中不同性质的断层同样发育。东久杂岩与南部下伏之南迦巴瓦杂岩之接触带为正断层,证据如下:(1)上覆杂岩主体为绿片岩相变质程度,仅底部为角闪岩相的矽线石片麻岩,并且矽线石呈毛发状产出,无条纹长石及反条纹长石产出,并且东久杂岩中无花岗岩类岩石、混合岩产出。下伏之南迦巴瓦杂岩以麻粒岩相变质杂岩为主,其中有大量的花岗岩类岩石、混合岩产出。即上、下杂岩之间存在明显的变质间断,低变质杂岩产出于高变质杂岩之上;(2)接触处附近岩石变形强烈,糜棱岩发育;(3)上盘底部的矽线石片麻岩中由长石、石英所组成的碎斑构造指向上盘下降,而下盘中的碎斑构造则指向下盘上升。该断层被前述之鲁朗—东久、派左行走滑断层所错断(图1)。南迦巴瓦杂岩中北倾的逆冲断层比较发育,但在其底部产出的逆冲断层更为重要,将北部的南迦巴瓦杂岩推覆于南部派乡杂岩之上(图版 I-6),早期的研究将此逆冲断层带命名为那木拉逆冲断层(刘焰等,1998a)。随后的野外调查发现该断层还向西延伸,并被前述之鲁朗—东久、派左行走滑断层所截断(图1)。考虑该逆冲断层南侧5

~20 km 处还有一条逆冲断层将派乡杂岩低角度推覆于来果桥杂岩之上(Liu et al., 2006b),故本文将此断层称为上部逆冲断层(图1中用 UT 代表之),而将南侧低角度逆冲断层命名为下部逆冲断层(图1中用 LT 表示)。

最近野外调查的一大进展是在喜马拉雅构造单元内发现了由南向北推覆的韧性剪切带。其中一条产出格嘎村一带,为上陡下缓倾向南的铲式韧性剪切带(图版 I-7),其面理由黑云母构成,由长石、石英组成的拉长碎斑指示其具有逆冲性质。该剪切带截断早期北倾南冲的岩片,并使早期北倾的岩层倾角变陡,甚至直立(图版 I-8)。在格嘎村之北,根据南迦巴瓦峰北侧山脊岩层之产状,推断很可能还应向北逆冲的断层产出(图版 I-6)。很早就注意到南迦巴瓦峰南翼陡,北翼缓,并被认为是—向形构造(Burg et al., 1997, 1998; 钟大赟等, 1998),这也是 Burg 等(1997, 1998)提出地壳尺度褶皱模型的一个依据。最近我们在南迦巴瓦峰山脚下的调查表明该构造不是地壳褶皱的结果,而是两期逆冲断层作用的结果:先是南迦巴瓦杂岩南向逆冲,随后该杂岩又叠加了北向逆冲,北向逆冲使早期北倾南冲岩片的倾角变大,甚至变成近直立。在来果桥附近,在来果桥杂岩中也可见南倾的逆冲断层,并截断早期北倾之逆冲断层。

在米林西南侧,有一北西走向的正断层产出,其形成可能与米林—米瑞左行走滑断层有关。

3 构造年代学分析

独居石是中酸性岩浆岩和变质岩中常见的一种副矿物,其 U-Th-Pb 同位素体系的封闭温度高达 700°C 以上。不论岩浆或变质成因,独居石年龄的地质意义简单明了。与锆石相比,独居石 U、Th 含量更高,而普通 Pb 含量更低,这更有利于年轻地质体的测年。因此采用单颗粒高精度 TIMS U-Th-Pb 法测定独居石结晶年龄,并结合已有测年数据探讨区内构造变形的时限。

3.1 测试样品

本文报道三件独居石的测年结果。测试样品位置见图1、全岩成分见表1。样品112601为强变形的石榴石矽线石混合花岗岩,采于加拉白垒峰北侧,海拔高度约为5400 m,该样品产出南迦巴瓦杂岩顶部,并被正断层所截(图1)。矽线石与黑云母构成了该岩石的面理。样品112303采于米林东侧派乡杂岩底部,下部逆冲断层附近(图1),为遭受强韧性变形

作用的矽线石二云母片麻岩,岩石面理由二云母构成。该样品中毛发状的矽线石与黑云母、白云母、硬绿泥石、石英等共生。样品2501采于加拉白垒峰与南迦巴瓦峰之间,雅鲁藏布江北岸的南迦巴瓦杂岩之底部,海拔高度约为2400 m,为黑云母混合花岗岩。

3.2 测试流程与数据处理

采用标准的重、磁选方法将独居石从上述样品中分离出来,再在双目镜下挑纯。独居石的粒径约为 0.05~0.01 mm,在双目镜下按晶形、颜色将同一样品的不含包体的独居石分成6组分别挑入 Telfon 小瓶内,每组有1~3粒独居石。先用3N HCl、7N HNO₃和18兆纯净水在室温下清洗独居石多遍,再加入稀释剂和1mL 9.8N HCl,密闭 Telfon 小瓶,置于130°C 恒温电热板上5天进行样品分解。采用离子交换柱分离、提纯 U、Th 和 Pb,详细操作流程见 Poller 等(2003)。本文分析流程的本底为:Pb<30×10⁻¹²,U 和 Th<10×10⁻¹²,运用 Pbdat 程序(Lugwig, 1988)处理原始测试数据,采用 Stacey 等(1975)参数进行本底和稀释剂的校正,所有测试数据与结果见表2和图2。

3.3 测试结果与讨论

样品112601的6组分析均给出了 U-Pb 轻微的反不和谐结果(表2,图2a),在用 U-Pb 法测定年轻独居石时常出现这种现象,其原因独居石中的 ²³⁸U 不是直接衰变成 ²⁰⁸Pb,而是先衰变成 ²³⁰Th 等中间子体,而这些中间子体先衰变成 ²⁰⁶Pb,再最终变成 ²⁰⁸Pb,由于时间短,²⁰⁶Pb 来不及完全变成 ²⁰⁸Pb 就被独居石晶格所捕获,这样年轻独居石的 ²⁰⁶Pb 含量势必增高,导致 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 偏高,而 ²⁰⁸Pb/²³²Th 则可能偏低。在这种情况下,²⁰⁷Pb/²³⁵U 被认为接近真实的独居石结晶年龄(Schaerer, 1984; Parrish, 1990),因此本文将6组的 ²⁰⁷Pb/²³⁵U 年龄做算术平均。根据统计原理,去掉一个最高值和一个最低值(这也是分析误差较大的两个值,见表2和图2a),其余四组的 ²⁰⁷Pb/²³⁵U 的平均值为7.9 Ma。与此同时,这四组的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 和 ²⁰⁸Pb/²³²Th 的平均年龄分别为8.4 Ma、7.1 Ma,这两者的平均值为7.8 Ma,因此样品112601中独居石的结晶年龄应介于7.9~7.8 Ma 之间。

样品112303的5组分析中有两组比较接近 U-Pb 和谐线,另三组为不和谐结果(表2,图2b),表明该样品独居石有一定的继承性放射成因 Pb,即独居石内部存在所谓的“老核”。在 U-Pb 一致曲线图上,四组测量结果构成了一条很好的直线,与 U-Pb 一致

曲线下交点的值为 10.7 ± 0.1 Ma, MSWD=1.4(图2b)。前人的研究表明,该下交点常代表新生独居石结晶年龄的最大估计值(Copeland et al., 1988; Parrish, 1990),因此本文认为 10.7 ± 0.1 Ma是样品112303中新生独居石结晶年龄的最大估计值。

样品2501有2组分析结果为轻微的反不和谐,另2组的分析结果则非常接近 U-Pb 和谐一致线(表2, 图2c)。该样品所有分析结果的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 的平均值为4.9 Ma,因此认为样品2501中独居石的结晶年龄为4.9 Ma。

表 2 独居石 TIMS U-Th-Pb 测年结果
Table 2 Monazite U-Th-Pb TIMS dating

样品组	重量 (mg)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Pb ($\times 10^{-6}$)	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	同位素比值			表面年龄(Ma)		
							$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$
112601-1	0.009	125	3478	32450	14.0	9.3	0.001104 ± 14	0.006173 ± 203	0.000285 ± 4	7.11	6.25	5.76
112601-2	0.017	312	8239	64930	35.3	7.9	0.001407 ± 8	0.007927 ± 90	0.000385 ± 2	9.06	8.02	7.78
112601-3	0.011	256	6193	58590	25.8	9.5	0.001242 ± 9	0.007386 ± 98	0.000321 ± 2	8.00	7.47	6.48
112601-4	0.009	239	4480	27300	17.9	6.1	0.001468 ± 38	0.008558 ± 488	0.000413 ± 10	9.46	8.65	8.35
112601-5	0.015	278	5763	49530	24.7	8.6	0.001319 ± 13	0.007997 ± 371	0.000361 ± 4	8.50	8.09	7.30
112601-6	0.019	222	6141	50790	24.6	8.3	0.001273 ± 11	0.007789 ± 275	0.000332 ± 3	8.20	7.88	6.71
112303-1	0.016	54.3	662	5526	9.0	8.3	0.002154 ± 33	0.024014 ± 1532	0.001034 ± 16	13.9	24.1	20.9
112303-4	0.020	43.9	2216	28160	28.6	12.7	0.001839 ± 16	0.015618 ± 784	0.000578 ± 5	11.8	15.7	11.7
112303-5	0.020	108	2424	24960	20.6	10.3	0.001871 ± 17	0.012686 ± 547	0.000593 ± 5	12.1	12.8	12.0
112303-6	0.024	100	1816	14710	12.8	8.1	0.001768 ± 18	0.012885 ± 609	0.000560 ± 5	11.4	13.0	11.3
112303-7	0.036	830	3033	25920	17.1	8.5	0.001674 ± 12	0.010861 ± 250	0.000522 ± 4	10.8	11.0	10.6
2501-1	0.090	252	8302	41720	17.6	5.0	0.0007993 ± 56	0.004802 ± 88		5.15	4.86	
2501-3	0.104	223	5239	30340	12.3	5.8	0.0008503 ± 45	0.005450 ± 65		5.48	5.52	
2501-5	0.105	120	4744	29970	11.3	6.3	0.0007082 ± 42	0.004209 ± 138		4.56	4.27	
2501-6	0.045	105	6005	41350	18.6	6.9	0.0007813 ± 47	0.004953 ± 122		5.04	5.02	

注: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 实测值已经稀释剂和质量分馏校正, 同位素比值已经本底和普通 Pb 的校正。

4 陆内变形过程讨论

4.1 陆内变形样式

新一轮的区域地质调查与构造分析表明,东结构造体系可细分为两大构造,一为南向的“挤出构造”,包括北倾、头朝南的一条正断层和两条被分别称为上部和下部的逆冲断层(图1)。南迦巴瓦杂岩和派乡杂岩借助这些断层从冈底斯构造单元之下向南折返至地表附近。该构造体系与喜马拉雅造山带大多数地区的构造是相似的。另一为南倾、头朝北的低角度推覆体系,即钟大赉等(1998)所言的“北向楔入构造”,我们的区域地质调查表明该楔入构造体系从西至东包括一个北东走向的推覆体和两个北北东走向、南倾低角度的推覆体(图1),这可能是东构造有别于喜马拉雅其它地区之处。北东走向的推覆体西北界为前述之米林—米瑞左行走滑断层,而东南边界则为汗密右行走滑断层,东北界为旁辛—加热萨北西走向的逆冲断层,将雅鲁藏布构造单元推覆于冈底斯单元之上,以及喜马拉雅构造单元北东向楔入冈底斯构造单元之中(图1)。北北东走向、南倾的两推覆体大体平行(图1),西侧的推覆体之西边界

为鲁朗—东久左行走滑断层,北界为东久北侧的南倾、头朝北的逆断层(图1)。但由于东结东部地区多为无人区,交通仍十分不便,因此还没有识别出该推覆体的东边界,但南部邻区在东经 95° 附近有近南北走向、西倾的逆断层产出,并截断汗密右行走滑断层之南延部分(Singh, 2006),该断层有可能延伸至本研究区内,成为该推覆体的东边界。该推覆体前缘为花状构造发育的东久组,被推覆于冈底斯与雅鲁藏布构造单元之上,后缘从北至南依次为北倾的南迦巴瓦、派乡和来果桥等杂岩,被楔入北部冈底斯单元(图1)。东侧另一北北东走向的推覆体位于东结核心区域,其西界为派乡左行走滑断层,北界由于地表植被覆盖严重,推测可能位于加拉白垒峰与南迦巴瓦峰之间东西走向的雅江附近(图1),但无论如何,产出于南迦巴瓦峰西侧格嘎村附近南倾的“铲式”韧性剪切带(图版 I-7)应属于该推覆体的内部构造(图1)。同样,该推覆体之东边界也没有确定。该推覆体截断早期南向的“挤出构造”,并将南迦巴瓦和派乡杂岩北移(图1)。

4.2 “南向挤出”构造变形的时限

由于样品112601被早期的正断层所截(图1),因

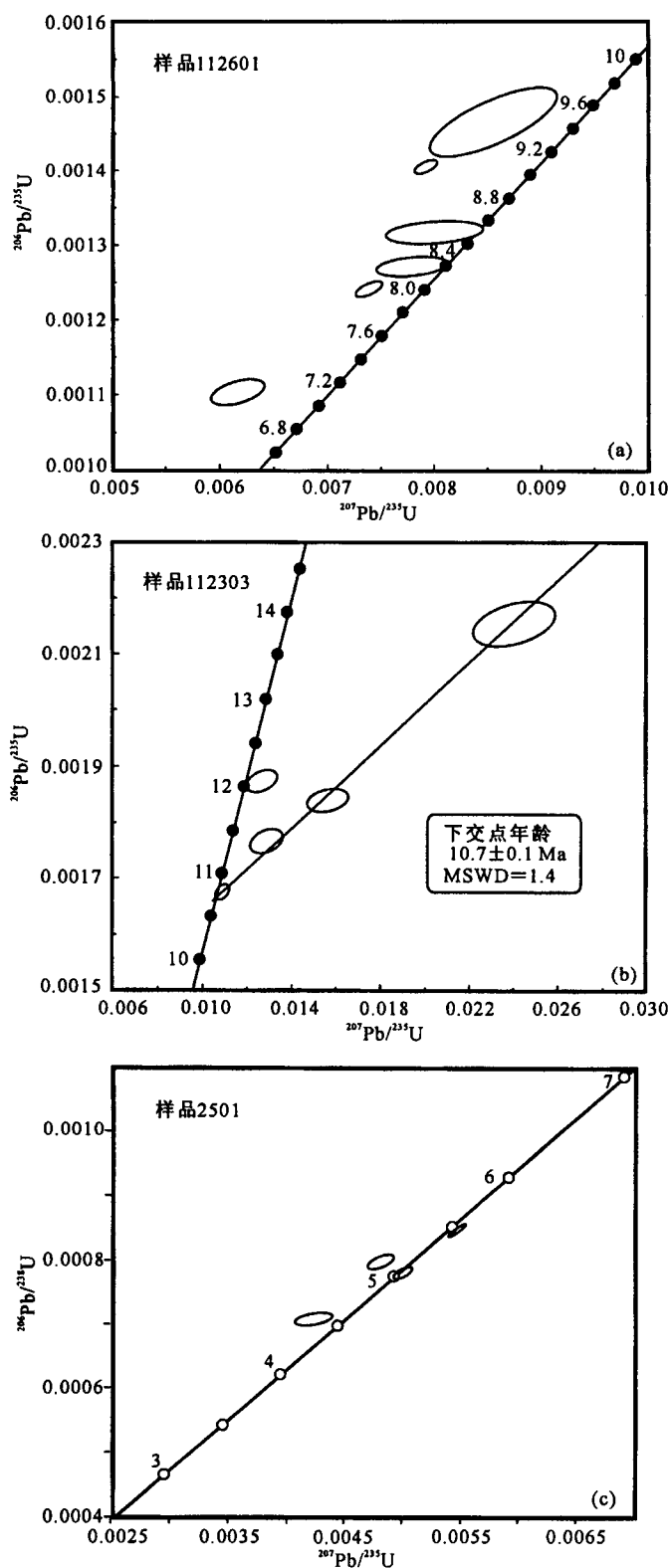


图2 独居石 U-Pb 一致曲线(见文中讨论)

Fig. 2 Monazite U-Pb Concordia plots for samples from the study area (discuss see text)

此,该正断层的活动年龄应小于112601中独居石的结晶年龄。考虑样品112601的Rb/Sr比值高达2.8,

其铝饱和系数($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ 的分子比,以下同)也高达2.3(原始数据见表1),这表明样品112601很可能系南迦巴瓦杂岩中的石榴石砂线石片麻岩折返期间在无水条件下黑云母脱水所形成,因此独居石的结晶年龄应代表南迦巴瓦杂岩开始折返的时间,即该正断层很可能在7.9 Ma时活动。

测年结果表明了样品112303有新生的独居石,岩石学观测表明该样品只在下部逆冲断层活动期间遭受了强烈的高温下的韧性变形作用,新生的独居石应与此构造事件有关,因此样品112303中新生独居石的结晶年龄可近似于下部逆冲断层的活跃时间,即下部逆冲断层活动的时间可能为10.7 Ma。

样品2501为海拔高度最低的混合花岗岩,是目前已知出露构造部位最低的混合花岗岩,其Rb/Sr比和铝饱和系数分别为1.2、1.3(原始数据见表1),表明它仍可能系南迦巴瓦杂岩中的石榴石砂线石片麻岩在折返期间脱水所形成的混合花岗岩,其中独居石结晶年龄为4.9 Ma是目前区内已知最年轻的可能源自南迦巴瓦杂岩脱水熔融而形成的混合花岗岩,这暗示了区内南迦巴瓦杂岩的折返应不晚于4.9 Ma。

根据Booth等(2004)详细的采样位置与样品描述,结合我们的野外调查结果,Booth他们所采的花岗岩样品IG-15a,应位于上部断层带(以前称为那木拉逆冲断层)内(图1),此处花岗岩变形强烈,因此该样品中锆石边部的年龄应代表花岗岩浆的结晶年龄,此年龄值应为上部逆冲断层活动年龄的最大估计值。此处还发育火成壳源碳酸岩脉,未变形的壳源碳酸岩脉侵入于这些变形花岗岩之中(图版1-1),这些壳源碳酸岩脉被认为是热的南迦巴瓦杂岩在折返晚期向南构造叠迭于南部含大理岩岩层之上时,造成后者中大理岩在地壳浅部发生部分熔融作用形成火成碳酸岩(Liu et al., 2006a),因此这些未变形的碳酸岩脉的结晶年龄应为上部逆冲断层活动年龄的最小估计值。Booth等(2004)报道了样品IG-15a中锆石边部的结晶年龄为 6.2 ± 0.2 Ma,而Liu等(2006a)则报道了此处未变形壳源碳酸岩(图版1-1)中金云母K-Ar结晶年龄为 5.5 ± 0.2 Ma,因此,上部逆冲断层活跃的时限应介于 6.2 ± 0.2 Ma与 5.5 ± 0.2 Ma之间。

综合这些年龄数据,可以看出,“南向挤出”实际上是一逆序的南向逆冲构造体系,逆冲断层活跃时间自南向北逐渐变年轻。

4.3 北向楔入构造变形时限

目前仅在东结核心区域:南迦巴瓦峰西侧沿公路一带的年龄数据相对比较多(Burg et al., 1998; Booth et al., 2004; Liu et al., 2006a),因此可以较详细地讨论该区域的北向楔入活动的时限。Booth等(2004)报道了迦巴瓦峰核心区域内的锆石边部结晶年龄为3.0 Ma左右的花岗岩,这批年轻花岗岩的Rb/Sr比值比较低,一般不超过0.9,并且铝饱和系数也不高,最高者一般为1.1(Booth et al., 2004),这与源自南迦巴瓦杂岩在折返期间脱水熔融所形成的花岗岩类岩石截然不同,并且这些花岗岩比目前已知最年轻的由南迦巴瓦杂岩在折返期间脱水熔融所形成的混合花岗岩还要年轻,表明这批年轻的花岗岩与南迦巴瓦杂岩的折返无任何成因联系。考虑北向楔入体的构造活动也产生了花岗岩浆(见图版I-7),推测这些结晶年龄为3.0 Ma的花岗岩应与北向楔入有成因联系。如果这种推测是合理的,则3.0 Ma可作为北向楔入活动年龄的最大估计值。在南迦巴瓦峰北侧,雅鲁藏布江附近的白玛狗熊处,有壳源碳酸岩脉侵位于近直立的南迦巴瓦杂岩之中,其海拔高度约为2200 m,是目前已知构造层位最低的壳源碳酸岩,其中角闪石的Ar-Ar坪年龄为1.5 Ma(Liu et al., 2006a)。前已指出,区内近直立的南迦巴瓦杂岩系北向楔入的结果,因此侵入于该杂岩的火成壳源碳酸岩可能系北向楔入过程中,诱发了下伏特提斯(?)碳酸盐岩发生部分熔融所形成的火成壳源碳酸岩。如果这种分析合理,则1.5 Ma可作为该北向楔入体活动年龄的最小估计值。

在东结核心区之西侧也有一北北东向的北向楔入体(图1),构造分析表明北向楔入活动的时间应晚于最年轻的源自南迦巴瓦杂岩的混合花岗岩的结晶年龄(4.9 Ma),否则,南迦巴瓦杂岩就不可能出露于地表。

根据北东向走滑断层大体与喜马拉雅构造单元中的构造线方向大体平行的事实(图1),推测北东向走滑活动应系两大块会聚期间侧向滑移的结果。若这种推测合理,则该北东向楔入应与下部逆冲断层近于同时活动。即,区内北东向的走滑活动可能在10 Ma期间活跃。

4.4 陆内变形过程的讨论

根据近年来所取得有关本研究区的岩石学、构造地质学与同位素年代学研究的新进展,在前人研究基础上(如钟大赉等,1998),可进一步描绘研究区碰撞变形的过程。

大量的同位素定年结果(张兆忠等,1981;王富宝等,1990;邓万明,1992;Booth et al., 2004)表明,在白垩纪时,由于新特提斯雅鲁藏布洋在区内的俯冲消减,导致在本研究区北侧的冈底斯带中形成了结晶年龄介于120与110 Ma之间的岛弧花岗岩类岩石,如石英闪长岩、花岗闪长岩等,并构成大型的复式岩基。同时,俯冲的洋片及其上覆沉积岩还形成石榴石白云母片岩、石榴石斜长角闪岩。很可能由于俯冲板片的断离,造成这些形成于相对高压低温的变质杂岩折返至地表,构成了区内雅鲁藏布构造单元的变质岩组合。

晚白垩世至新生代之交,可能由于印度陆块与拉萨地块的碰撞,导致了区内形成了70~50 Ma的花岗岩(Booth et al., 2004),但未能找到此阶段形成的变质杂岩,推测其可能被后期北向的推覆体所掩埋。

SHRIMP测年与阴极发光研究结果说明了南迦巴瓦杂岩中的石榴石砂线石片麻岩多源自新元古的(变质)沉积杂岩,在500 Ma左右的早古生代时期,这套(变质)沉积杂岩经历了高温变质作用,甚至是部分重熔作用,形成副片麻岩乃至花岗岩类石(Liu et al., 2006b)。在新生代印度陆块与拉萨地块持续会聚的过程中,这套酸性结晶杂岩和其它岩石,如基性、超基性杂岩等,一起被输送到藏南地壳之下50~60 km处,在渐新世时期形成了高压麻粒岩相变质杂岩,此时拉萨地块终于具有了类似今天厚达50~60 km的地壳。

中新世早期(20 Ma左右),由于印度陆块不断向拉萨地块之下俯冲,导致了早期形成的高压麻粒岩相变质杂岩发生抬升和随之而来的变质相变,由高压麻粒岩相变质杂岩变成低压麻粒岩相变质杂岩,其标志是在酸性片麻岩中出现了尖晶石+堇青石组合,早期形成的高压麻粒岩开始陆续折返至中上地壳,在折返过程中片麻岩中的黑云母发生脱水作用形成花岗岩浆,该花岗岩浆可起到润滑剂的作用,可降低变质岩片折返时的阻力,以进一步促进高压麻粒岩相变质杂岩的折返。此时,又有新的陆壳物质不断从南边补充进入藏南下地壳附近,以这种方式吸收印度陆块与拉萨地块的会聚量,同时变质相变所产生的巨大浮力导致了藏南高原的整体隆升,形成了类似今天的高原。

中新世中后期,由于印度板块与拉萨地块的持续会聚,在喜马拉雅大多数地区形成了“南向挤出”构造:北部为正断层,而南部为逆冲断层,使形成于

藏南深部地壳的变质杂岩不断向南折返,并最终出露地表。同时,高原可能还向南扩展,其标志是在喜马拉雅前缘相继形成了 MCT、MBT、MFT 等边界断层。而在本研究区内,可能还发生侧向滑移以调节构造变形,即形成北东向的楔入构造。

中新世晚期,南迦巴瓦杂岩南向折返,并最终出露地表,此时,还造成了下伏岩层中的沉积碳酸盐岩发生了部分熔融作用,形成壳源火成碳酸岩浆,后者是目前地球上已知粘滞度最小的流体,反过来碳酸岩浆又促进了变质杂岩的进一步折返。

上新世以来,区内出露地表附近的南迦巴瓦、派乡、来果桥等变质杂岩,又被北向推覆,仰冲于北部的冈底斯构造单元之上,形成了区内的“北向楔入构造”。

5 结论

最近的野外调查与构造分析在东喜马拉雅构造结揭示出“南向挤出”与“北向楔入”两大构造体系。前者包括北倾、头朝南的一条正断层与两条呈逆序产出的逆冲断层,南迦巴瓦、派乡杂岩借助这些断层分别在中新世中、晚期从冈底斯构造单元之下南向折返至地表附近。后者则从西至东包括一个北东走向和两个北北东走向的推覆体,北北东走向的推覆体切断北东走向的推覆体,大约在上新世至更新世时,将出露于地表附近的南迦巴瓦、派乡等杂岩低角度北向推覆于冈底斯构造单元之上。在“南向挤出”与“北向楔入”的过程中,可能诱发了下伏的碳酸盐岩发生部分熔融作用,形成了壳源火成碳酸岩浆,反过来,壳源碳酸岩浆降低了摩擦阻力,进一步地促进了这些构造活动的进行。

致谢: 在河北省区域地质矿产调查研究实验室完成单矿物分选、岩石薄片以及全岩化学分析粉末样的制作,在德国 Tuebingen 大学完成全岩化学分析、独居石同位素测年与数据处理等工作。向上述单位表示感谢。

参 考 文 献

- 常承法,潘裕生,郑祥生,等. 1982. 青藏高原地质构造. 北京: 科学出版社, 1~91.
- 邓万明. 1992. 青藏高原的陆内俯冲带及其岩浆活动, 见: 中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选. 北京: 科学出版社, 256~262.
- 刘焰, 钟大赉. 1998a. 东喜马拉雅构造结地质构造框架. 自然科学进展, 8: 506~509.
- 刘焰, 钟大赉. 1998b. 东喜马拉雅地区高压麻粒岩岩石学研究及构造意义. 地质科学, 33: 267~281.
- 涂光炽, 张玉泉, 王中刚, 等. 1982. 西藏南部花岗岩类地球化学. 北京: 科学出版社, 1~190.
- 张进江, 季建清, 钟大赉, 等. 2003. 东喜马拉雅南迦巴瓦构造结的构造格局及形成过程探讨. 中国科学, 33(4): 373~383.
- 张旗, 李焰华. 1981. 西藏的变质带和变质作用, 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队主编, 西藏岩浆活动和变质作用. 北京: 科学出版社, 71~312.
- 张兆忠, 邓万明. 1981. 波密—察隅地区的中酸性侵入岩, 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队主编, 西藏岩浆活动和变质作用. 北京: 科学出版社, 112~130.
- 郑锡澜, 常承法. 1979. 雅鲁藏布江下游地区地质构造特征. 地质科学, 2: 116~125.
- 钟大赉, 吴根耀, 丁林. 1998. 藏东新生代陆内变形特征. 见: 潘裕生, 孔祥儒主编, 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州: 广东科学技术出版社, 335~364.
- 周云生, 张魁武. 1981. 冈底斯中酸性侵入岩带, 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队主编, 西藏岩浆活动和变质作用. 北京: 科学出版社, 50~98.
- Booth A L, Zeitler P K, Kidd W S F, et al. 2004. U—Pb zircon constraints on the tectonic evolution of southeastern Tibet, Namche Barwa area. *Am. J. Sci.*, 304: 889~929.
- Burg J P, Davy P, Nievergelt P, et al. 1997. Exhumation during crustal folding in the Namche Barwa syntaxis. *Terra Nova*, 9: 53~56.
- Burg J P, Nievergelt P, Oberli F, et al. 1998. The Namche—Barwa syntaxis: evidence for exhumation related to compressional crustal folding. *J. Asian Earth Sci.*, 16: 239~252.
- Burg J P, Podladchikov Y. 2000. From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: Numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. In: Khan, M. A., Treloar, P. J., Searle, M. P., Jan, M. Q. (eds.) *Tectonics of the Nanga Parbat syntaxis and the western Himalaya*, 170. Geological Society, special publications, London. 219~236.
- Copeland P, Parrish R R, Harrison T M. 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U—Pb systematics. *Nature*, 333: 760~763.
- Geng Q, Pang G, Zheng L, et al. 2006. The eastern Himalayan syntaxis: Major tectonic domains, ophiolitic mélanges and geological evolution. *J. Asian Earth Sci.* (in press)
- Liu Y, Zhong D. 1997. Petrology of high-pressure granulites from the eastern Himalayan syntaxis. *J. Metam. Geol.*, 15: 451~166.
- Liu Y, Berner Z, Massonne H—J, Zhong D. 2006a. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: Geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust. *J. Asian Earth Sci.*, 26: 105~120.
- Liu Y, Massonne H J, Siebel W, Xiao X. 2006b. Geological aspects of the eastern Himalayan syntaxis: New constraints from structural, petrologic and zircon SHRIMP data. In: Saklani (ed.) *Himalaya (Geological Aspects)*, 4: 325~388.
- Ludwig K R. 1988. Pbdatt for MS-DOS - a computer program for IBM—PC compatibles for processing raw Pb—U—Th isotope data. Open-file report 88~542, US Geol. Surv. 1~37.
- Ludwig K R. 1999. Isoplot/Ex, version 2.06: A geochronological tool-kit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1a: 1~49.
- Parrish R R. 1990. U—Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27: 1431~1450.

- Poller U, Liebetrau V, Todt W. 1997. U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses. *Chem. Geol.*, 139: 287~297.
- Schaerer U. 1984. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on U-Pb ages; the Makalu case. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 67: 191~204.
- Singh S. 2006. Geology of the east, west and upper Siang districts, Arunachal Pradesh-A synthesis. In: Saklani ed.) *Himalaya (Geological Aspects)*, 4: 235~273.
- Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207~221.
- Vavra G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: A cathodoluminescence study; *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 90~99.
- Vavra G, Schmidt R, Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps); *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134: 380~404.
- Zeitler P K, Meltzer A S, Koons P Q, et al. 2001. Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism. *GSA Today*, 11: 4~8.

图版说明

1. 上部断层带中的壳源碳酸岩脉。位于派乡北东约1 km的山脊公路边。壳源碳酸岩脉走向北向,向南东倾,侵入于北西倾向的花岗质糜棱岩,两者接触处有淡绿色蚀变带产出。
2. 米林—米瑞左行走滑断层带内,有东久杂岩的石英岩呈“布丁”产出,指示该左行走滑还具有逆冲分量。
3. 鲁朗—东久左行走滑断层带中,南迦巴瓦杂岩内的岩石呈高角度东倾产出。
4. 派乡左行走滑断层把东侧的派乡杂岩与西侧南迦巴瓦杂岩构造接触。
5. 东久杂岩中的石英岩(浅色)被北向推覆于雅鲁藏布构造单元(深绿色)。
6. 南迦巴瓦峰地质剖面示意图,上部逆冲断层将北部的南迦巴瓦杂岩向南推覆于派乡杂岩之上,在南迦巴瓦峰北侧的南迦巴瓦杂岩之中还发育南倾头朝北的逆冲断层。
7. 产出于格嘎村附近的头朝北南倾的“铲式”韧性剪切带。浅色体为花岗质岩石。
8. 北倾南冲的花岗质岩片被南倾北冲的花岗质岩片所截,并且使北倾南冲的岩片倾角变陡。

Intracontinental Deformed Processes of the Eastern Himalayan Syntaxis

LIU Yan^{1, 2)}, Wolfgang SIEBEL³⁾, WANG Meng¹⁾

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

2) *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

3) *Department of Geosciences, Universitat Tübingen, Tübingen, Germany, 72074*

Abstract

Structures of "Southward Extrusion" and "Northward Indentation" have been recently distinguished within the eastern Himalayan syntaxis. The former includes a north-dipping normal fault and two top-to-south thrust zones, named as Upper and Lower Thrust here. The Namche Barwa sequence (high-pressure granulite facies) and the Pei sequence (amphibolite facies) were southwards exhumed from beneath the Gangdise unit by these faults. The latter includes, from west to east, an NE-trending northwest-dipping and two NNE-trending south-dipping nappe sheets. The exposed Dongjiu, Namche Barwa, Pei and Laigu sequences in the south were displaced to indent into the Gangdise unit in the north by the North Indentation structures. Monazite TIMS U-Th-Pb dating has revealed that the normal fault and the Lower Thrust from the Southward Extrusion structures were probably active at 7.9 Ma and 10.7 Ma, respectively. The Upper Thrust was active between 6.2 ± 0.2 Ma and 5.5 ± 0.2 Ma, suggested by zircon SHRIMP and phlogopite K-Ar dating. This clearly suggests that the thrusts of the Southward Extrusion structures are out-of-sequence structures. The Northward Indentation structures within the core portion of the eastern Himalayan syntaxis were active between 3.0 Ma and 1.5 Ma, also suggested by zircon SHRIMP and amphibole Ar-Ar dating.

Key words: Eastern Himalayan syntaxis; intracontinental deformation; southward extrusion; northward indentation

