

# 华北东部三叠纪岩浆作用与克拉通破坏

杨进辉\*, 吴福元

中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

\* E-mail: [jinhui@mail.igcas.ac.cn](mailto:jinhui@mail.igcas.ac.cn)

收稿日期: 2009-04-20; 接受日期: 2009-05-19

国家重点基础研究发展计划(编号: 2009CB825000)和国家自然科学基金(批准号: 40873010 和 40672055)资助

**摘要** 华北岩石圈减薄和克拉通破坏是近年来国内外研究的热门课题, 虽然已基本确定克拉通破坏发生的峰期为晚中生代, 但发生的起始时间以及早中生代大陆深俯冲作用是否对克拉通造成一定的破坏等问题却研究甚少. 通过总结华北东部三叠纪侵入岩的时空分布规律和地球化学特征, 探讨它们的岩浆源区及成岩过程, 反演它们形成的深部地球动力学机制, 从而提出华北克拉通破坏的起始时间可能为晚三叠世, 与大陆深俯冲及陆陆碰撞造山作用所引起的地壳加厚、拆沉作用有关, 这一作用也可能是晚中生代克拉通破坏的诱因.

## 关键词

华北克拉通  
三叠纪  
花岗岩  
克拉通破坏

华北陆块是中国最大、最古老的稳定克拉通. 根据定义, 克拉通作为地球上最重要的一类构造单元, 具有密度低和热流值低的刚性而巨厚(>200 km)的岩石圈根<sup>[1]</sup>, 其上覆沉积盖层呈近水平状产出, 克拉通化之后无明显的地壳增生、构造-岩浆-成矿和地震活动. 然而, 自古生代以来, 华北东部下伏的富集、耐熔、古老的克拉通型岩石圈地幔被亏损、饱满、年轻的海洋型岩石圈地幔所取代, 从而导致克拉通遭受强烈的破坏, 引发强烈的构造、岩浆和成矿作用<sup>[2-9]</sup>. 自 20 世纪 80 年代末以来, 中外学者对上述岩石圈减薄和克拉通破坏进行了详细的研究, 取得了显著的成果, 并根据岩石圈地幔性质、岩浆-成矿-构造热事件的年代学研究确认上述作用主要发生在晚中生代<sup>[3,9,10]</sup>, 但发生的起始时间却研究甚少<sup>[9]</sup>. 前人研究表明, 华北陆块自古生代以来经历了两次南北陆块碰撞造山作用, 然而有关这两期强烈的构造热事件, 尤其是三叠纪大陆深俯冲作用, 是否对华北克拉通造成一定程度的破坏却知之甚少<sup>[11-13]</sup>.

岩石圈减薄以及地幔性质的转变必然导致软流

圈地幔物质的上涌, 从而引起软流圈地幔物质减压部分熔融, 与此同时, 岩石圈地幔中富集组分由于温度的升高发生部分熔融, 上述两类地幔来源的基性岩浆发生底侵, 诱发地壳物质发生部分熔融, 形成大规模基性到酸性的岩浆作用. 因此, 通过对岩浆作用的研究可有效制约华北克拉通破坏的时间、空间范围以及可能地球动力学机制<sup>[9]</sup>. 本文在总结近年来有关苏鲁超高压造山带及相邻地区三叠纪岩浆作用研究成果的基础上, 对华北东部(胶东、辽东以及朝鲜半岛)三叠纪侵入岩的源区和成岩过程进行了初步的总结, 目的在于探索华北东部三叠纪岩浆作用的机制及大陆深俯冲对华北克拉通破坏的影响.

## 1 区域地质

华北克拉通位于中国东部, 由东、西部陆块沿中部造山带在元古代碰撞拼合形成<sup>[14]</sup>. 胶东、辽东(包括辽宁东部和吉林南部)及朝鲜半岛位于华北陆块东部, 南部毗邻苏鲁超高压碰撞造山带. 尽管有关华北南缘的边界还存在一定的争议, 但本文所研究的

三叠纪侵入岩包括华北克拉通东南缘和相邻的苏鲁造山带.

研究区主要出露太古代-古元古代结晶基底及上覆巨厚的中元古代-新生代沉积火山岩. 古太古代物质仅出露于辽东半岛的北部鞍山地区(3.8~3.2 Ga)<sup>[15,16]</sup>, 最近在朝鲜地区也发现古太古代碎屑锆石年龄的报导<sup>[17]</sup>. 太古代末-古元古代初期(~2.5 Ga)的岩石主要由遭受强烈变形的闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩(TTG)和火山沉积岩组成. 另外, 前人在该区还发现少量的古生代金伯利岩和一定面积的新生代火山岩, 代表性的新生代火山岩分布在山东蓬莱、栖霞以及辽东龙岗等地.

华北东部广泛发育着大面积的中生代侵入岩和火山岩. 近年来, 精细的年代学研究表明<sup>[18-20]</sup>, 该区侵入岩可划分为 3 期: 三叠纪(231~210 Ma)、侏罗纪

(180~153 Ma)和早白垩世(135~110 Ma), 其中以早白垩世侵入岩分布最广, 岩性最为复杂多样. 详细的岩石学、全岩地球化学和Sr-Nd同位素以及锆石的原位微区Hf同位素研究表明, 侏罗纪侵入岩为I型花岗岩, 来源于古老地壳物质的部分熔融, 只有少量地幔物质参与了成岩作用<sup>[21]</sup>; 而早白垩世侵入岩则包括辉长岩、闪长岩、I型花岗岩和A型花岗岩及伴生的细粒镁铁质包体和碱性岩, 它们分别来源于亏损地幔(新生岩石圈地幔或者软流圈地幔)、古老富集的岩石圈地幔、新生下地壳、古老下地壳和上地壳, 经历了复杂的岩浆混合、分离结晶和同化混染作用<sup>[22-25]</sup>.

## 2 华北东部三叠纪侵入岩时空分布

三叠纪侵入岩在胶东、辽东和朝鲜半岛零星分布(图 1, 2). 在胶东半岛, 目前发现的只有甲子山和榭

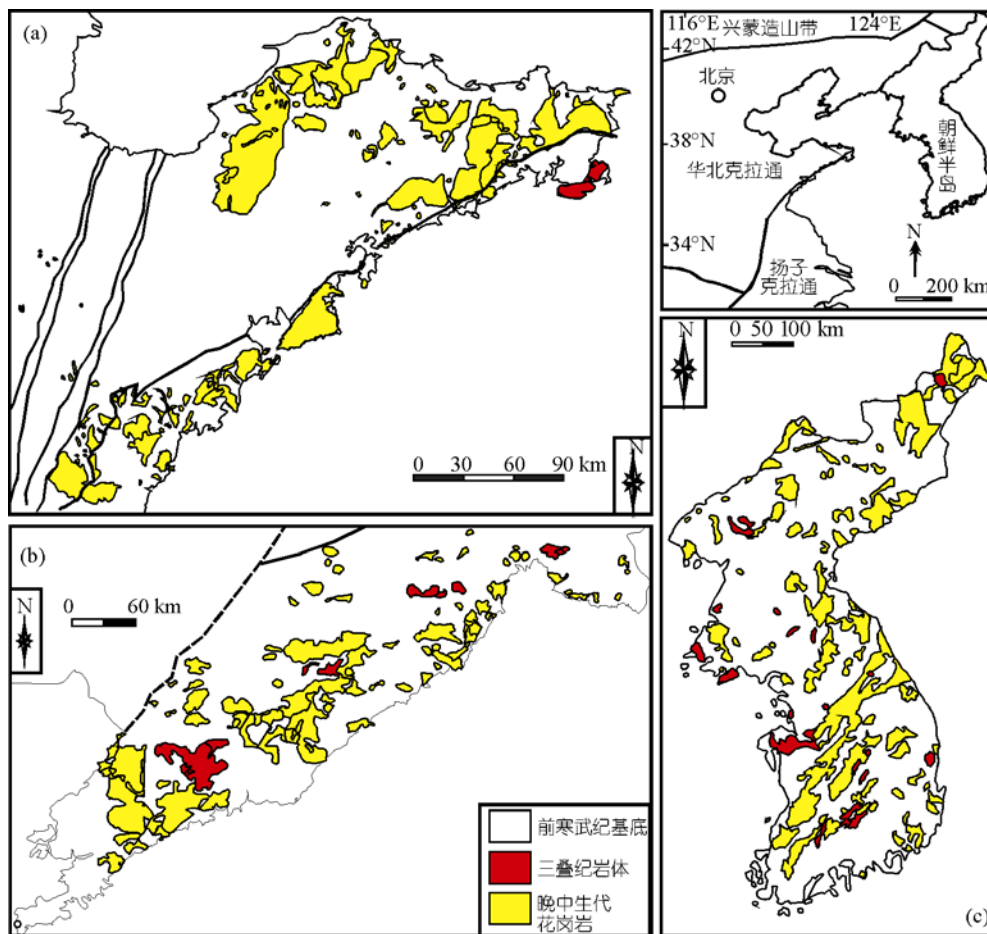


图 1 华北东部中生代侵入岩分布图

(a) 胶东半岛, (b) 辽东-吉南地区, (c) 朝鲜半岛

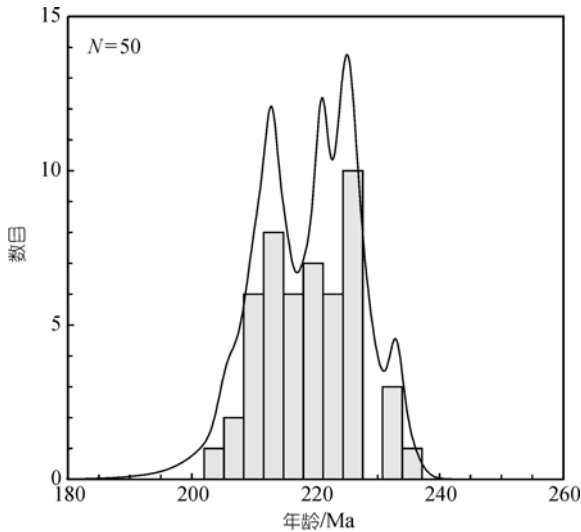


图2 华北东部三叠纪侵入岩锆石 U-Pb 年龄统计图

山岩体(图 1(a))<sup>[26-29]</sup>. 甲子山岩体主要由正长岩组成, 岩性包括辉石正长岩和石英正长岩中, 两者都遭受了不同程度的变形作用. 在甲子山岩体内部, 可见中粒辉绿岩岩脉侵入石英正长岩. 虽然不同分析方法给出的年龄略有差异, 但主要集中在 215 Ma 左右, 该年龄限定了甲子山岩体的侵位时代. 槎山岩体主要为粗粒黑云母钾长花岗岩, 锆石 U-Pb 年龄测试结果表明它的侵位时代为 205 Ma(表 1).

在辽东-吉南地区, 尽管以前认为该区的花岗质岩石主要形成于三叠纪, 但近年来我们的研究工作表明, 该区花岗岩主体形成于晚中生代; 三叠纪岩体相对较少, 主要包括辽宁东部的赛马-柏林川霞石正长岩、岫岩花岗岩及其镁铁质包体、双牙山花岗岩、老尖顶子闪长岩、于家村正长岩、尹家村辉长岩、大和尚山辉长岩和吉林南部的龙头石英闪长岩-花岗闪长岩、小苇沙河二长花岗岩、岔信子花岗闪长岩和蚂蚁河辉石闪长岩-二长花岗岩等(图 1(b))<sup>[12,13,18,30,31]</sup>. 锆石 U-Pb 年龄分析结果表明, 除赛马-柏林川岩体相对较老(224~231 Ma), 其他岩体主要集中在 210~221 Ma 之间(表 1).

近年来, 在朝鲜半岛陆续发现一些三叠纪岩体(图 1(c)), 岩性包括二长花岗岩、花岗闪长岩、碱长花岗岩、正长岩, 其同位素年代学资料表明它们主要集中在 210~234 Ma(表 1)<sup>[32-38]</sup>.

### 3 华北东部三叠纪侵入岩源区及成因

华北东部三叠纪侵入岩岩石类型复杂, 不仅包括辉长岩-闪长岩-花岗岩等钙碱性系列岩石, 而且包括正长岩-碱长花岗岩等碱性系列岩石(图 3), 它们不同的地球化学特征及 Sr-Nd-Hf 同位素组成(图 4)暗示着它们来源于不同的源区.

镁铁质岩石: 华北东部三叠纪镁铁质岩石主要表现为脉岩和岩株, 岩性主要为辉绿岩和辉长闪长岩, 它们贫 SiO<sub>2</sub>, 具有较高的 MgO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, 表明它们来源于地幔源区<sup>[12,31]</sup>. 根据地球化学特征和同位素组成, 总体上可分为 3 类: 一类为高钾钙碱性系列岩石, 具有较高的初始 Sr 同位素(初始<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.706)和富集的 Nd 同位素( $\epsilon_{Nd} = -11 \sim -15$ ), 轻重稀土元素分馏强烈, 在微量元素原始地幔标准化配分图上具有明显的 Nb, Ta 亏损, 表明它们来源于高压下(石榴石相)富集、古老岩石圈地幔的部分熔融作用<sup>[12]</sup>; 一类为亚碱性系列的岩石, 具有较低的 Sr 同位素组成(初始<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.704)和亏损的 Nd 同位素( $\epsilon_{Nd} = +3.8$ )组成, 轻重稀土元素分馏较弱, 在微量元素原始地幔标准化配分图上具有弱的 Nb, Ta 亏损, 表明它们可能来源于低压下(尖晶石相)亏损的软流圈地幔或者新生的岩石圈地幔, 但在成岩过程中遭受了地壳物质的混染; 而另外一类具有高 MgO 安山岩的特征<sup>[44]</sup>, 高 MgO, 具有较高的初始 Sr 同位素和富集的 Nd 同位素, 在微量元素原始地幔标准化配分图上具有明显的 Nb 和 Ta 亏损, 轻、重稀土元素分馏强烈, 表明它们来源于榴辉岩或者石榴辉石岩在高压下的部分熔融作用形成的熔体与上覆岩石圈地幔相互作用的结果<sup>[31]</sup>.

花岗岩: 详细野外地质观察表明, 在辽宁东部和吉林南部的三叠纪花岗岩岩体都含有细粒镁铁质包体, 包体的成分主要为闪长质. 细粒镁铁质包体与寄主岩之间的矿物组成呈渐变关系, 在接触带附近可见两种岩浆相互作用而形成的柱状角闪石(图 5(a)); 另外在包体中常见巨大的、来源于寄主岩的钾长石斑晶(图 5(b)), 显微镜下观察发现代表淬冷结晶形成的针状、柱状磷灰石. 所有这些现象表明辽东半岛三叠纪花岗岩及其包体是长英质岩浆和镁铁质岩浆混合而成. 花岗岩明显富 SiO<sub>2</sub>、低 MgO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, 较高

表 1 华北东部三叠纪侵入岩年龄

样品号	岩体	岩性	年龄/Ma	分析方法	数据来源
胶东半岛					
97CK28	甲子山	辉石正长岩	225.3±1.9	TIMS 锆石 U-Pb	文献[27]
97CK29	甲子山	石英正长岩	221.0±0.9	TIMS 锆石 U-Pb	文献[27]
JZ5	甲子山	辉石正长岩	211.9±1.5	TIMS 锆石 U-Pb	文献[29]
JZ7	甲子山	辉石正长岩	209.0±6.5	TIMS 锆石 U-Pb	文献[29]
JZ319	甲子山	辉石正长岩	211±5	TIMS 锆石 U-Pb	文献[29]
JZ322	甲子山	辉长岩	213±5	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[29]
JZS-3	甲子山	石英正长岩	215±5	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[28]
97CK30	槎山	黑云母钾长花岗岩	205.2±4.5	TIMS 锆石 U-Pb	文献[27]
CS1	槎山	黑云母钾长花岗岩	205.7±1.4	TIMS 锆石 U-Pb	文献[29]
辽东-吉南					
FW01-75	岫岩	似斑状二长花岗岩	213±1	TIMS 锆石 U-Pb	文献[18]
FW04-324	岫岩	似斑状二长花岗岩	210±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[13]
FW04-325	岫岩	二长花岗岩	211±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[13]
FW04-326	岫岩	闪长质包体	210±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[13]
FW02-63	佟家堡子	闪长岩	214±2	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[13]
FW01-92	双牙山	似斑状花岗岩	224±1	TIMS 锆石 U-Pb	文献[18]
FW01-94	老尖顶子	闪长岩	220±1	TIMS 锆石 U-Pb	文献[18]
03JH011	大和尚山	辉绿岩	212±2	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[12]
03JH021	于家村	正长岩	221±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[18]
03JH025	尹家村	辉绿岩	213±5	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[12]
FW01-424	赛马	正长岩	233±1	TIMS 锆石 U-Pb	文献[18]
Lu92010	龙头岩体	石英闪长岩	217±9	TIMS 锆石 U-Pb	文献[30]
XXII-34	龙头岩体	花岗闪长岩	203±9	TIMS 锆石 U-Pb	文献[30]
Lu0005	小苇沙河岩体	花岗闪长岩	217±7	TIMS 锆石 U-Pb	文献[30]
Lu62011	岔信子岩体	二长花岗岩	216±6	TIMS 锆石 U-Pb	文献[30]
TH7-25	蚂蚁河	二长花岗岩	225.8±3.3	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[31]
TH7-29	蚂蚁河	辉石闪长岩	224.1±4.2	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[31]
朝鲜半岛					
WN-125	Bukjin	正长岩	234±2	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[32]
05NK08	Unsan	黑云母花岗岩	213±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[32]
P0510	Nampho	二长花岗岩	215±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	文献[32]
HZ05	Tokdal	正长岩	224±4	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[39]
AGR1	Ian	黑云母钾长花岗岩	219.3±3.3	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[37]
DG20	Daegang	碱长花岗岩	219.6±1.9	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[37]
7418-1B	Hongseong	花岗岩	226.0±2.2	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[38]
7419-5A	Hongseong	花岗岩	227.0±2.4	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[38]
7418-1C	Hongseong	石英正长岩	227.3±2.4	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[38]
7217-2A	Yangpyeong	石英二长岩	231.8±2.9	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[38]
7217-5B	Yangpyeong	角闪石辉长岩	231.1±2.8	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[38]
CS0701-U1	Cheongsan	花岗岩	224.8±1.7	SHRIMP 锆石 U-Pb	文献[38]
	Machon	辉长岩	223.3±2.6	锆石 U-Pb	文献[36]
	Tongbok	斑岩	218.6±2.5	锆石 U-Pb	文献[36]
	Sancheong	闪长岩	209.7±2.3	锆石 U-Pb	文献[36]
	Namyang	黑云母花岗岩	227.2±3.3	榍石 U-Pb	文献[33]
	Jeongam-ri	黑云母花岗岩	226.8±1.9	榍石 U-Pb	文献[33]
	Jeomchon	花岗闪长岩	224.0±2.8	榍石 U-Pb	文献[33]
	Baekrok	黑云母花岗闪长岩	222.7±2.1	榍石 U-Pb	文献[34]
	Cheongsan	黑云母花岗岩	216.9±2.2	榍石 U-Pb	文献[34]
	Hamyang	黑云母花岗岩	219.2±2.9	锆石 U-Pb	文献[35]
	Daegang	碱性花岗岩	212.3±8.2	锆石 U-Pb	文献[35]

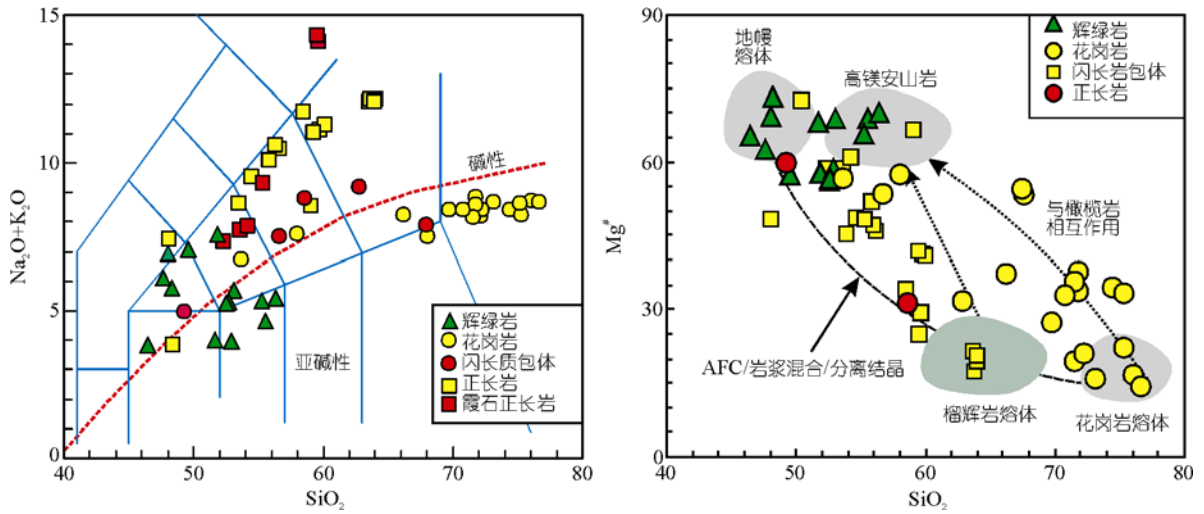


图3 华北东部三叠纪侵入岩TAS图解和SiO<sub>2</sub>-Mg<sup>#</sup>相关图

其中 HMA<sub>s</sub> 和 AFC 代表高 MgO 安山岩和分离结晶同化混染作用, 高 MgO 安山岩、地幔橄榄岩熔体、榴辉岩熔体分别来源于文献[40~42]. AFC 模型的计算是据文献[43]. 数据来源于文献[12, 13, 28, 31, 37~39]

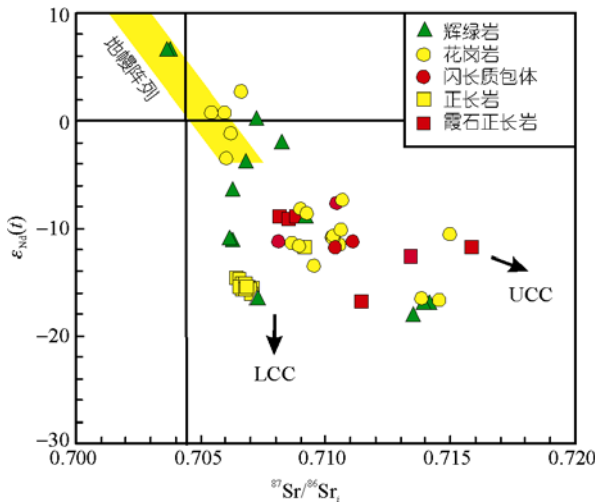


图4 华北东部三叠纪侵入岩 Sr-Nd 同位素组成

其中 UCC 和 LCC 分别代表上地壳和下地壳. 数据来源于文献[12, 13, 28, 31, 37~39]

的初始 Sr 同位素 (初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7095 \sim 0.7112$ ) 和富集的 Nd 同位素 ( $\epsilon_{\text{Nd}} < -10$ ) 特征, 表明它们主要来源于下地壳物质的部分熔融作用 [13, 38]. 但全岩 Sr 和 Nd 同位素和锆石 Hf 同位素具有较大的变化范围, 说明有地幔物质参与了成岩作用 (图 4 和 6). 与花岗岩明显不同, 闪长质包体具有较高的 MgO (高达 7.7%) 和 Mg 指数 ( $>60$ ), 表明它们的母岩浆来源于地幔源区. 它们具有相对亏损的 Hf 同位素造成 ( $\epsilon_{\text{Hf}} > 2.8$ ), 这与来源于富集岩石圈地幔的大连辉长岩 ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -11$ ) 明显不同,

表明它们可能来源于亏损的软流圈地幔或者新生的岩石圈地幔. 这一结论同时被同期的分布在吉林南部的蚂蚁河辉长闪长岩的同位素组成 ( $\epsilon_{\text{Nd}} = +3.8$ ) 所证实. 因此, 辽东半岛三叠纪花岗岩及其细粒镁铁质包体是来源于下地壳和亏损地幔的两种岩浆混合的结果 [13].

碱性岩: 虽然有关正长岩的源区目前还有一定的争议, 但华北东部正长岩具有与来源于富集岩石圈地幔的晚三叠纪辉绿岩相似的地球化学特征和 Sr-Nd-Hf 同位素组成 (图 4, 6), 另外, 部分中性和基性碱性岩明显富 MgO, 从而排除了地壳来源的可能性. 并且不论是 SiO<sub>2</sub> 不饱和还是饱和, 正长岩的 Sr-Nd-Hf 同位素组成基本相同. 因此, 我们认为分布在胶东半岛、辽东半岛以及朝鲜半岛的正长岩来源于古老、富集的岩石圈地幔, 是岩石圈地幔小程度部分熔融形成的岩浆经过结晶分异形成 [28, 39].

综上所述, 华北东部三叠纪侵入岩分别来源于是亏损地幔、富集的岩石圈地幔和下地壳, 是某个地质事件过程中, 软流圈地幔物质的上涌, 减压部分熔融形成镁铁质岩浆, 与此同时, 岩石圈地幔中富集组分由于温度的升高发生部分熔融, 其结果必然导致基性岩浆的底侵, 从而诱发地壳物质发生部分熔融, 形成长英质岩浆. 这些不同来源于的岩浆经过复杂的结晶分异、地壳混染和岩浆混合作用, 形成不同性

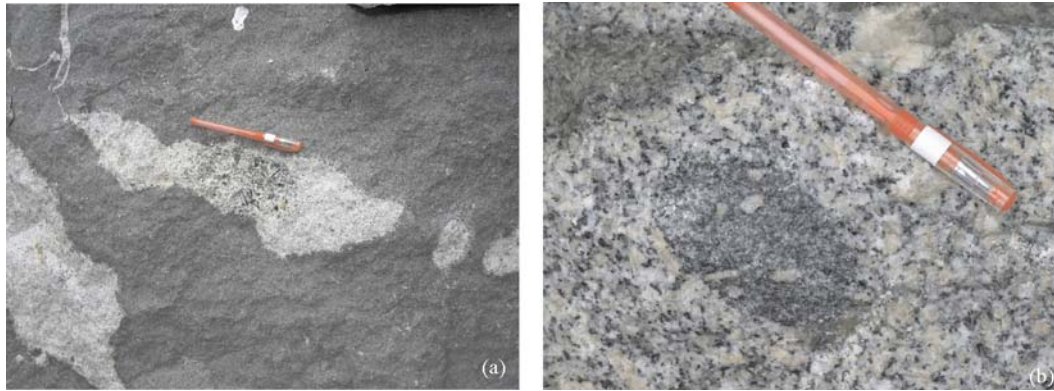


图 5 华北东部三叠纪花岗岩及细粒镁铁质包体野外照片

质的镁铁质岩石、碱性岩、花岗岩及其细粒镁铁质包体。

## 4 华北东部三叠纪侵入岩与克拉通破坏

### 4.1 华北东部三叠纪侵入岩形成的构造背景

有关华北东部三叠纪侵入岩形成的地球动力学背景和区域地质意义, 目前还没有成型认识. 可供选择的地球动力学机制包括北部的兴蒙-吉黑造山带的产物、东部环太平洋板块向中国东部俯冲作用的产物和南部大别-苏鲁超高压碰撞造山带影响的结果.

尽管有不少学者讨论华北东部三叠纪岩浆活动与太平洋板块演化的关系<sup>[45-47]</sup>, 但近年来的研究已经证明, 华北东部并不存在平行于太平洋板块边界的三叠纪花岗岩带. 在扬子和华南地区, Li等<sup>[48]</sup>根据精细的年代学格架和区域构造、盆地分析提出, 华南地区印支期岩浆作用是古太平洋板块俯冲作用的结果. 但目前还没有可靠资料证明该NNE向的俯冲带向北延伸到华北东部<sup>[48]</sup>. 并且, 如果该俯冲带存在, 俯冲起始的时间为 267 Ma左右<sup>[49]</sup>, 而在华北东部目前还未发现该时代的岩浆活动. 我们近年来的研究表明, 太平洋板块的俯冲作用对中国东北、华北地区的影响可能起始于早侏罗世、中侏罗世<sup>[50]</sup>.

东北地区三叠纪花岗岩主要出露在北部的张广才岭和小兴安岭地区, 其岩石组合与华北东部的三叠纪侵入岩明显不同, 在吉黑地区三叠纪岩体主要表现为A型花岗岩和与Cu, Ni矿床有关的镁铁-超镁铁质岩石<sup>[51]</sup>, 与东北各块体之间的拼合和中亚造山带的形成和演化有关. 另外, 在华北北缘与中亚造山带相关的岩浆活动主要集中在早中生代或之前, 在

三叠纪时期, 华北北缘的侵入岩主要为陆内的霞石正长岩, 而在华北北缘分布的与我们文中花岗岩-闪长岩-辉长岩-正长岩相组合相类似的岩石年龄多 >250 Ma. 辽东半岛的赛马-柏林川岩体与同一地区三叠纪岩体相比, 侵位时代相对偏老、岩性也明显不同, 有可能是华北北缘早中生代碱性岩带的一部分, 属于板内非造山作用的产物, 而其他岩石则是另一构造事件的产物. 因此, 我们初步提出三叠纪在华北东部的表现是华北与扬子的碰撞拼合, 三叠纪岩浆作用可能与大陆深俯冲及陆陆碰撞有关.

详细的同位素年代学研究表明, 华北东部三叠纪侵入体侵位时代(231~205 Ma, 多数小于 225 Ma), 明显晚于苏鲁造山带超高压变质时代(244~226 Ma)<sup>[52-54]</sup>, 说明它们形成于碰撞后环境. Bonin等<sup>[55,56]</sup>曾详细地提出一个造山事件中形成的碱性岩可分为两类, 其一是造山后(post-orogenic)碱性岩, 以富Mg/Mn镁铁质矿物、高Ba和Sr, 较高的初始Sr同位素为特征; 另外一类是非造山早期阶段的碱性岩(Early anorogenic), 以富Fe镁铁质矿物、低Ba, Sr和较低的初始Sr同位素组成为特征; 并提出从造山后到非造山环境的转换一般发生在 10 Ma之内, 标志着地幔源区的转换过程. 华北东部三叠纪侵入岩, 尤其是碱性岩和基性脉岩, 具有与造山后碱性岩相同的地球化学特征和同位素组成, 表明华北东部在晚三叠世时期由挤压、地壳加厚向伸展、垮塌的环境转化.

目前, 对胶东地区晚三叠世钾长花岗岩和正长岩形成的深部地球动力学机制还存在一定的争议, Chen等<sup>[27]</sup>认为是它们是俯冲板片断离的产物, 与超

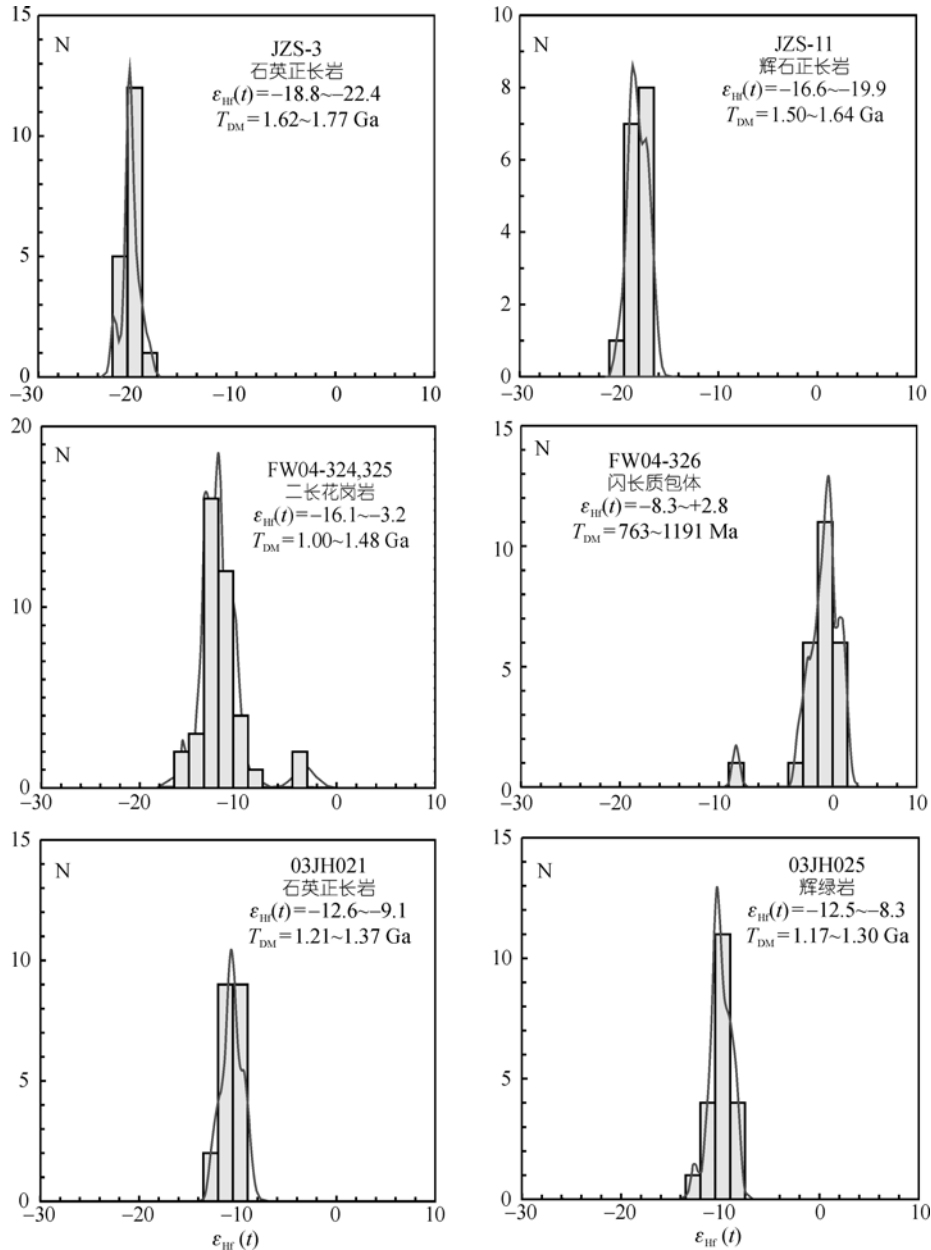


图 6 华北东部三叠纪侵入岩典型岩体的锆石 Hf 同位素组成

FW04-324~326 数据来源于文献[13], 其他见表 2

高压岩石从地幔深度折返至下地壳深度有关. 与板块断离有关的岩浆活动应总体上呈线性分布, 并与超高压相伴生, 但迄今为止, 在大别山地区未发现同期的侵入体. 再者, 近年来详细的年代学研究表明, 超高压岩石折返到下地壳深度的时代应该早于 226 Ma<sup>[52~54]</sup>, 而华北东部晚三叠世岩浆活动明显晚于超高压岩石的变质时代, 并且大陆深俯冲的深度可达

200 km, 如此深的板片拆离所造成的热扰动, 很难引起上覆岩石圈物质的部分熔融<sup>[57]</sup>. 因此, 俯冲板片的拆离有可能不是造成华北东部三叠纪岩浆作用的主要原因. 对此, 我们提出另外一个可能的深部动力学模型, 认为辽东、胶东乃至朝鲜半岛三叠纪岩浆活动是碰撞后岩石圈拆沉的结果<sup>[12,13,28]</sup>.

大陆深俯冲、陆陆碰撞作用必然会导致大别-苏

表 2 晚三叠世正长岩和辉绿岩中锆石的 Hf 同位素组成

样品编号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
JZS-3 01	0.035068	0.001413	0.282012	0.000017	0.282006	-22.4	1766	2655	-0.96
JZS-3 02	0.025264	0.000945	0.282059	0.000021	0.282055	-20.6	1679	2548	-0.97
JZS-3 03	0.019197	0.000755	0.282042	0.000024	0.282039	-21.2	1693	2583	-0.98
JZS-3 04	0.041051	0.001591	0.282058	0.000017	0.282052	-20.8	1709	2556	-0.95
JZS-3 05	0.050888	0.001864	0.282065	0.000022	0.282057	-20.6	1712	2544	-0.94
JZS-3 06	0.038300	0.001393	0.282113	0.000020	0.282108	-18.8	1622	2433	-0.96
JZS-3 07	0.031360	0.001237	0.282092	0.000022	0.282087	-19.5	1645	2478	-0.96
JZS-3 08	0.047108	0.001757	0.282017	0.000021	0.282009	-22.3	1775	2648	-0.95
JZS-3 09	0.035733	0.001357	0.282083	0.000021	0.282077	-19.9	1663	2499	-0.96
JZS-3 10	0.062296	0.002163	0.282065	0.000019	0.282056	-20.6	1726	2546	-0.93
JZS-3 11	0.036273	0.001467	0.282061	0.000018	0.282055	-20.7	1699	2549	-0.96
JZS-3 12	0.023830	0.000983	0.282055	0.000020	0.282051	-20.8	1686	2557	-0.97
JZS-3 13	0.032876	0.001323	0.282054	0.000016	0.282048	-20.9	1703	2563	-0.96
JZS-3 14	0.030328	0.001208	0.282056	0.000019	0.282051	-20.8	1695	2558	-0.96
JZS-3 15	0.034456	0.001308	0.282085	0.000024	0.282080	-19.8	1658	2494	-0.96
JZS-3 16	0.016756	0.000658	0.282067	0.000023	0.282064	-20.3	1655	2528	-0.98
JZS-3 17	0.031391	0.001174	0.282049	0.000019	0.282044	-21.0	1703	2573	-0.96
JZS-3 18	0.040501	0.001790	0.282052	0.000020	0.282044	-21.0	1727	2572	-0.95
JZS-11 01	0.013328	0.000538	0.282134	0.000019	0.282132	-17.9	1558	2380	-0.98
JZS-11 02	0.016238	0.000649	0.282154	0.000019	0.282151	-17.2	1535	2337	-0.98
JZS-11 03	0.011310	0.000476	0.282154	0.000021	0.282152	-17.2	1528	2335	-0.99
JZS-11 04	0.019819	0.000790	0.282079	0.000025	0.282076	-19.9	1644	2503	-0.98
JZS-11 05	0.014674	0.000587	0.282171	0.000026	0.282168	-16.6	1509	2299	-0.98
JZS-11 06	0.015190	0.000599	0.282146	0.000025	0.282144	-17.5	1543	2353	-0.98
JZS-11 07	0.010360	0.000412	0.282117	0.000022	0.282115	-18.5	1576	2416	-0.99
JZS-11 08	0.011732	0.000471	0.282118	0.000025	0.282116	-18.5	1577	2414	-0.99
JZS-11 09	0.017130	0.000679	0.282156	0.000032	0.282153	-17.2	1533	2333	-0.98
JZS-11 10	0.015499	0.000603	0.282120	0.000021	0.282118	-18.4	1580	2411	-0.98
JZS-11 11	0.014043	0.000568	0.282111	0.000023	0.282108	-18.8	1591	2431	-0.98
JZS-11 12	0.015317	0.000600	0.282134	0.000022	0.282131	-18.0	1561	2381	-0.98
JZS-11 13	0.015941	0.000641	0.282113	0.000022	0.282111	-18.7	1590	2426	-0.98
JZS-11 14	0.011464	0.000437	0.282172	0.000026	0.282170	-16.6	1502	2295	-0.99
JZS-11 15	0.014299	0.000573	0.282105	0.000024	0.282103	-18.9	1598	2443	-0.98
JZS-11 16	0.016604	0.000657	0.282098	0.000022	0.282096	-19.2	1612	2459	-0.98
03JH021 01	0.031572	0.000916	0.282337	0.000040	0.282333	-10.9	1291	1938	-0.97
03JH021 02	0.177555	0.005013	0.282387	0.000045	0.282367	-9.7	1369	1862	-0.85
03JH021 03	0.060467	0.001669	0.282360	0.000045	0.282353	-10.2	1284	1893	-0.95
03JH021 04	0.034446	0.000913	0.282337	0.000029	0.282334	-10.9	1290	1936	-0.97
03JH021 05	0.143554	0.003882	0.282376	0.000040	0.282361	-9.9	1340	1875	-0.88
03JH021 06	0.016763	0.000492	0.282348	0.000024	0.282346	-10.5	1261	1909	-0.99
03JH021 07	0.017170	0.000541	0.282339	0.000022	0.282337	-10.8	1274	1928	-0.98
03JH021 08	0.026503	0.000786	0.282311	0.000022	0.282308	-11.8	1321	1992	-0.98
03JH021 09	0.043863	0.001303	0.282345	0.000028	0.282340	-10.7	1292	1922	-0.96
03JH021 10	0.068148	0.001836	0.282309	0.000030	0.282302	-12.0	1362	2006	-0.94
03JH021 11	0.048474	0.001507	0.282384	0.000027	0.282378	-9.3	1245	1839	-0.95
03JH021 12	0.030894	0.000887	0.282388	0.000030	0.282384	-9.1	1219	1824	-0.97
03JH021 13	0.021661	0.000674	0.282305	0.000024	0.282303	-12.0	1326	2005	-0.98
03JH021 14	0.052373	0.001673	0.282347	0.000025	0.282341	-10.6	1302	1921	-0.95
03JH021 15	0.055230	0.001703	0.282353	0.000023	0.282346	-10.4	1295	1908	-0.95
03JH021 16	0.090049	0.002764	0.282352	0.000025	0.282341	-10.6	1334	1919	-0.92
03JH021 17	0.028629	0.000915	0.282333	0.000023	0.282329	-11.1	1296	1946	-0.97



续表2

样品编号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
03JH021 18	0.012596	0.000432	0.282382	0.000023	0.282381	-9.2	1211	1832	-0.99
03JH021 19	0.020054	0.000639	0.282288	0.000020	0.282285	-12.6	1349	2044	-0.98
03JH021 20	0.099489	0.003012	0.282383	0.000042	0.282371	-9.6	1298	1853	-0.91
03JH025 01	0.011538	0.000365	0.282384	0.000019	0.282383	-9.2	1207	1827	-0.99
03JH025 02	0.026349	0.000815	0.282344	0.000017	0.282341	-10.7	1278	1921	-0.98
03JH025 03	0.045208	0.001293	0.282340	0.000020	0.282335	-10.8	1298	1933	-0.96
03JH025 04	0.048112	0.001409	0.282400	0.000021	0.282394	-8.8	1219	1802	-0.96
03JH025 05	0.012853	0.000496	0.282351	0.000016	0.282349	-10.4	1257	1902	-0.99
03JH025 06	0.050662	0.001498	0.282293	0.000023	0.282287	-12.5	1372	2039	-0.95
03JH025 07	0.026970	0.000798	0.282386	0.000025	0.282383	-9.2	1218	1827	-0.98
03JH025 08	0.048807	0.001447	0.282361	0.000021	0.282355	-10.1	1275	1888	-0.96
03JH025 09	0.028386	0.000860	0.282360	0.000022	0.282357	-10.1	1256	1885	-0.97
03JH025 10	0.011514	0.000368	0.282330	0.000025	0.282328	-11.1	1282	1948	-0.99
03JH025 11	0.019258	0.000607	0.282348	0.000018	0.282346	-10.5	1265	1910	-0.98
03JH025 12	0.012105	0.000414	0.282408	0.000021	0.282407	-8.3	1175	1774	-0.99
03JH025 13	0.045749	0.001403	0.282373	0.000025	0.282368	-9.7	1256	1860	-0.96
03JH025 14	0.010427	0.000336	0.282353	0.000019	0.282352	-10.3	1249	1896	-0.99
03JH025 15	0.017005	0.000536	0.282355	0.000021	0.282353	-10.2	1252	1893	-0.98
03JH025 16	0.009771	0.000314	0.282371	0.000023	0.282370	-9.6	1224	1856	-0.99
03JH025 17	0.011509	0.000368	0.282409	0.000022	0.282408	-8.3	1173	1772	-0.99
03JH025 18	0.030940	0.000928	0.282371	0.000022	0.282368	-9.7	1243	1861	-0.97
03JH025 19	0.050621	0.001598	0.282398	0.000024	0.282391	-8.9	1228	1808	-0.95
03JH025 20	0.014418	0.000467	0.282323	0.000019	0.282321	-11.3	1295	1964	-0.99

鲁超高压造山带及相邻地区地壳的加厚, 加厚的陆壳底部岩石在超高压条件下形成高密度的榴辉岩, 许文良等<sup>[58]</sup>在徐淮地区中生代闪长岩发现的三叠纪榴辉岩包体为这一推论提供了可靠的证据. 加厚的下地壳榴辉岩由于重力不稳定致使下部岩石圈的拆沉, 软流圈物质的上涌, 减压部分熔融形成来源于亏损地幔的镁铁质岩浆, 拆沉的岩石圈地幔和榴辉岩相地壳物质在高压下(软流圈深度)发生小程度部分熔融形成镁铁质岩浆和碱性岩浆; 这些深源岩浆的底侵, 为下地壳物质部分熔融提供了热源和能量, 形成长英质岩浆, 从而形成华北东部三叠纪岩性复杂的侵入体. 然而, 这一模型却无法解释为什么在大别山及邻区至今未发现三叠纪的岩浆活动, 研究表明, 大别及相邻地区的山根拆沉作用发生在早白垩世<sup>[59]</sup>. 对此, 我们的初步解释是这一差异可能是由区域不同、陆陆碰撞的角度等外部因素所引起的.

#### 4.2 华北东部三叠纪岩浆作用与克拉通破坏

近年的研究表明, 华北克拉通东部自古生代以

来发生强烈的岩石圈减薄作用, 岩石圈地幔的性质和厚度发生了改变, 由巨厚的(~200 km)、古老的(~2.5 Ga)、冷的、密度低的、难熔的、同位素富集的岩石圈地幔转变为薄的(70~80 km)、年轻的、热的、密度大的、饱满的、同位素亏损的岩石圈地幔. 虽然绝大部分学者认为华北岩石圈减薄的峰期发生在中生代, 但具体发生的时间存在三叠纪<sup>[11-13]</sup>、侏罗纪-早白垩世<sup>[9,10,20,22,60]</sup>和晚白垩世-新生代<sup>[2,7,61,62]</sup>等不同的认识.

大陆深俯冲和扬子-华北之间的陆陆碰撞造山作用所引起的地壳加厚作用可能是后期(三叠纪-早白垩世)克拉通破坏的诱因<sup>[10,12,13]</sup>. 华北东部三叠纪花岗岩时空分布和岩石成因的研究表明, 形成晚三叠世侵入岩的岩浆来源复杂, 具有多元性, 表明华北克拉通在三叠纪遭受了大陆深俯冲作用的影响. 在苏鲁及相邻的胶东半岛、辽东半岛以及朝鲜半岛等地区, 岩石圈减薄和克拉通破坏的起始时间可能为晚三叠世, 与大陆深俯冲、陆陆碰撞造山所引起的碰撞后地壳加厚、拆沉有关. 然而, 与华北东部强烈的晚中生

代岩浆作用相比<sup>[18,19,63]</sup>, 三叠纪岩浆活动明显具有区域性, 主要分布在与大别-苏鲁相邻的胶东、辽东和朝鲜半岛, 因此, 华北克拉通在三叠纪期间遭受的破坏与晚中生代相比明显偏弱。

结合区域地质特征, 我们初步提出岩石圈减薄或克拉通破坏与华北东部三叠纪岩浆活动形成的地球动力学模型(图 7): (1) 在 245~226 Ma, 深俯冲的大陆岩石圈与俯冲洋壳的拆离致使超高压-高压岩石快速折返到地壳深度, 大陆碰撞造山作用导致大别-苏鲁及相邻的华北东部地区岩石圈增厚, 形成巨厚的山根, 地壳的加厚使下地壳镁铁质岩石转变成高密度的榴辉岩相岩石。(2) 由于区域性地壳演化差异, 在苏鲁及相邻的华北东部, 岩石圈的不稳定而拆沉到软流圈中, 拆沉山根所留下的空间被热的、饱满的软流圈物质所代替, 形成新生的岩石圈地幔。(3) 拆沉的岩石圈物质在高压下增温发生不同程度的部分熔融, 形成来源于古老岩石圈地幔来源的镁铁质和碱性岩浆, 同时, 上涌的软流圈发生减压部分熔融, 形成亏损地幔来源的镁铁质岩浆。(4) 这些幔源岩浆上升到地壳深度诱发下地壳物质发生部分熔融, 形成长英质岩浆, 不同性质的岩浆经过复杂的分离结

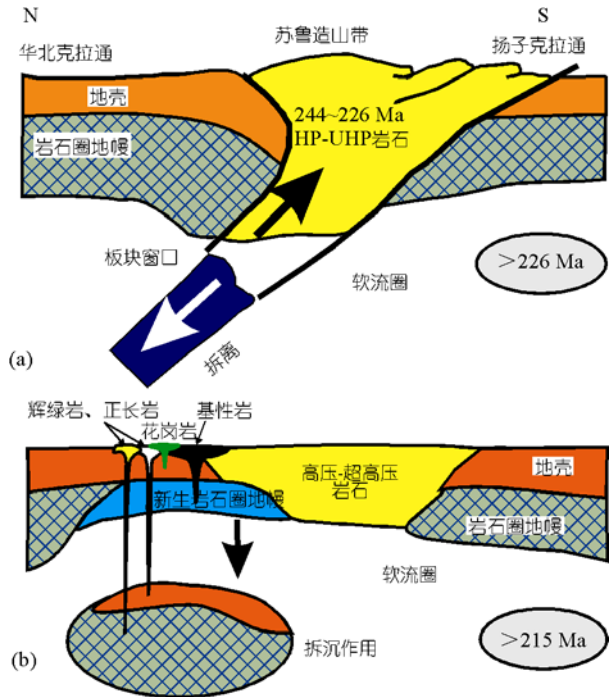


图 7 华北东部三叠纪岩浆活动的地球动力学机制

晶、地壳混染和岩浆混合作用形成华北东部晚三叠世复杂的侵入岩体。

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见。

参考文献

- Jordan T H. The continental tectosphere. *Rev Geophys Space Phys*, 1975, 13: 1—12[doi]
- Fan W M, Menzies M A. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath eastern China. *Geotecton Metallogen*, 1992, 16: 171—180
- Griffin W L, Zhang A, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*. AGU Geodyn, 1998, 27: 107—126
- Griffin W L, O'Reilly S Y, Ryan C G. Composition and thermal structure of the lithosphere beneath South Africa, Siberia and China: proton microprobe studies. *Abstract of the International Symposium on Cenozoic Volcanic Rocks and Deep-seated Xenoliths of China and its Environs*. Beijing, 1992. 65—66
- Wu F Y, Walker R J, Yang Y H, et al. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 5013—5034[doi]
- Wu F Y, Walker R J, Ren X W, et al. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chem Geol*, 2003, 197: 107—129
- Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath eastern China: evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth*, 2001, 26: 747—757[doi]
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 307—322[doi]
- 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. *岩石学报*, 2008, 24: 1145—1174

- 10 Gao S, Ridnick R L, Xu W L, et al. Recycling lower continental crust in the North China Craton. *Nature*, 2004, 432: 892—897[[doi](#)]
- 11 韩宝福, 加加美宽雄, 李惠民. 河北光头山碱性花岗岩的时代、Sr-Nd 同位素特征及其对华北古生代壳幔相互作用的意义. *岩石学报*, 2004, 20: 1375—1388
- 12 Yang J H, Sun J F, Chen F K, et al. Sources and petrogenesis of Late Triassic dolerite dikes in the Liaodong Peninsula: implications for post-collisional lithosphere thinning of Eastern North China Craton. *J Petrol*, 2007, 48(10): 1973—1997[[doi](#)]
- 13 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton. *Chem Geol*, 2007, 242(1-2): 155—175[[doi](#)]
- 14 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res*, 2001, 107: 45—73[[doi](#)]
- 15 Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. Remnants of  $\geq 3800$  Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. *Geology*, 1992, 20: 339—342[[doi](#)]
- 16 Wu F Y, Zhang Y B, Yang J H, et al. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton. *Precambrian Res*, 2008, 167: 339—362[[doi](#)]
- 17 Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, et al. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the crustal evolution of North Korea. *Precambrian Res*, 2007, 159: 155—177[[doi](#)]
- 18 吴福元, 杨进辉, 柳小明. 辽东半岛中生代花岗质岩浆作用的年代学格架. *高校地质学报*, 2005, 11: 305—317
- 19 Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. Petrogenesis of Early Cretaceous intrusions in the Sulu ultrahigh-pressure orogenic belt, East China and their relationship to lithospheric thinning. *Chem Geol*, 2005, 222: 200—231[[doi](#)]
- 20 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 103—119[[doi](#)]
- 21 Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of the Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chem Geol*, 2005, 221: 127—156[[doi](#)]
- 22 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Mesozoic decratonization of the North China Block. *Geology*, 2008, 36: 467—470[[doi](#)]
- 23 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Tracing magma mixing in granite genesis: *in situ* U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contrib Mineral Petrol*, 2007, 153(2): 177—190[[doi](#)]
- 24 Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 2006, 89(1-2): 89—106[[doi](#)]
- 25 Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. Multiple sources for the origin of granites: geochemical and Nd/Sr isotopic evidence from the Gudaoling granite and its mafic enclaves, northeast China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68(21): 4469—4483[[doi](#)]
- 26 林景仟, 谭东娟, 迟效国, 等. 胶辽半岛中生代花岗岩. 北京: 科学出版社, 1992. 1—208
- 27 Chen J F, Xie Z, Li H M, et al. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. *Geochem J*, 2003, 37: 35—46
- 28 Yang J H, Chung S L, Wilde S A, et al. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chem Geol*, 2005, 214: 99—125[[doi](#)]
- 29 郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, 等. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石 U-Pb 年代学. *岩石学报*, 2005, 20: 1281—1301
- 30 路孝平, 吴福元, 赵成弼, 等. 通化地区印支期花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其与大别-苏鲁超高压带碰撞造山作用的关系. *科学通报*, 2003, 48: 843—849
- 31 裴福萍, 许文良, 于洋, 等. 吉林南部晚三叠世蚂蚁河岩体的成因: 锆石 U-Pb 年代学和地球化学证据. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2008, 38: 351—362
- 32 Wu F Y, Han R H, Yang J H, et al. Initial constraints on granitic magmatism in North Korea using U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 2007, 238: 232—248[[doi](#)]
- 33 Sagong H, Kwon S T. Mesozoic episodic magmatism in South Korean and its tectonic implication. *Tectonics*, 2005, 24: TC5002[[doi](#)]
- 34 Ree J H, Kwon S H, Park Y, et al. Pre-tectonic and post-tectonic emplacements of the granitoids in the south central Okchon belt, South Korea: implications for the timing of strike-slip shearing and thrusting. *Tectonics*, 2001, 20: 850—867[[doi](#)]
- 35 Turek A, Kim C B. U-Pb zircon ages of Mesozoic plutons in the Damyang-Geochang area, Ryeongnam massif, Korea. *Geochem J*, 1995, 29: 243—258
- 36 Kim C B, Turek A. Advances in U-Pb zircon geochronology of Mesozoic plutonism in the southwestern part of Ryeongnam massif, Korea. *Geochem J*, 1996, 30: 323—338
- 37 Cho D L, Lee S R, Armstrong R. Termination of the Permo-Triassic Songrim (Indosinian) orogeny in the Ogecheon belt, South Korea: occurrence of ca. 220 Ma post-orogenic alkali granites and their tectonic implications. *Lithos*, 2008, 105: 191—200[[doi](#)]
- 38 Williams I S, Cho D L, Kim S W. Geochronology, and geochemical and Nd-Sr isotopic characteristics of Triassic plutonic rocks in the

- Gyeonggi Massif, South Korea: constraints on Triassic post-collisional magmatism. *Lithos*, 2009, 107: 239—256[[doi](#)]
- 39 Peng P, Zhai M G, Guo J H, et al. Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea. *Geol Mag*, 2008, 145: 637—647
- 40 Kelemen P B. Genesis of high Mg<sup>#</sup> andesites and the continental crust. *Contrib Mineral Petrol*, 1995, 120: 1—19[[doi](#)]
- 41 Stern C R, Kilian R. Role of subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123: 263—281[[doi](#)]
- 42 Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J Petrol*, 1995, 36: 891—931
- 43 DePaolo D J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractionation crystallization. *Earth Planet Sci Lett*, 1981, 53: 189—202[[doi](#)]
- 44 Gao S, Rudnick R L, Xu W L, et al. Lithospheric evolution of the North China Craton: evidence from high-Mg adakitic rocks and their entrained xenoliths. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70(18): A193
- 45 崔盛芹, 李锦蓉. 试论中国滨太平洋带的印支运动. *地质学报*, 1983, 57(1): 51—61
- 46 李之彤, 赵春荆. 东北地区的印支运动. *地质科学*, 1985, 20: 211—223
- 47 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1992
- 48 Li Z X, Li X H. Formation of the 1300 km-wide intra-continental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: a flat-slab subduction model. *Geology*, 2007, 35: 179—182[[doi](#)]
- 49 Li X H, Li Z X, Li W X, et al. Initiation of the Indosinian orogeny in South China: evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island. *J Geol*, 2006, 114: 341—353[[doi](#)]
- 50 Wu F Y, Yang J H, Lo C H, et al. The Jiamusi Massif: a Jurassic accretionary terrane along the western Pacific margin of NE China. *Isl Arc*, 2007, 16: 156—172[[doi](#)]
- 51 Wu F Y, Wilde S A, Sun D Y, et al. Geochronology and petrogenesis of post-orogenic Cu, Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Jilin, NE China. *J Asian Earth Sci*, 2004, 23: 781—797[[doi](#)]
- 52 Li S G, Jagoutz E, Chen Y, et al. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, central China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 1077—1093[[doi](#)]
- 53 Liu J L, Xu Z Q, Liou J G, et al. SHRIMP U-Pb ages of ultrahigh-pressure and retrograde metamorphism of gneisses, south-western Sulu terrane, eastern China. *J Metamorph Geol*, 2004, 22: 315—326[[doi](#)]
- 54 Wan Y S, Li R W, Wilde S A, et al. UHP metamorphism and exhumation of the Dabie Orogen, China: evidence from SHRIMP dating of zircon and monazite from a UHP granitic gneiss cobble from the Hefei Basin. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 4333—4348[[doi](#)]
- 55 Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol J*, 1990, 25: 261—270[[doi](#)]
- 56 Bonin B, Azzouni-Sekkal A, Bussy F, et al. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 1998, 45: 45—70[[doi](#)]
- 57 Davies J H, von Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 129: 85—102[[doi](#)]
- 58 许文良, 杨承海, 杨德彬, 等. 华北克拉通东部中生代高 Mg 闪长岩——对燕山期减薄机制的制约. *地学前缘*, 2006, 13: 120—129
- 59 Huang F, Li S G, Dong F, et al. High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: implications for foundering mechanism of lower continental crust. *Chem Geol*, 2008, 255: 1—13[[doi](#)]
- 60 Yang J H, Wu F Y, Wilde S A. A review of geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: an association with lithospheric thinning. *Ore Geol Rev*, 2003, 23: 125—152[[doi](#)]
- 61 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 5203—5225[[doi](#)]
- 62 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999. 1—126
- 63 吴福元, 杨进辉, 张艳斌, 等. 辽西东南部中生代花岗岩的时代. *岩石学报*, 2006, 22: 315—325