从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(下)

杨文采,于常青

"大地构造与动力学"国家重点实验室,中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:本篇讨论陆一岛碰撞、地体拼合和复理石建造等大地构造作用。根据碰撞陆块的尺度可将大陆碰撞 分为陆一陆碰撞、陆一岛碰撞和岛一岛碰撞三种不同级别。大陆碰撞的强度与碰撞陆块边缘的形状有关。在陆块 边缘的凸出部碰撞最为剧烈,形成岩石圈变形极为剧烈的碰撞造山带。在小陆块两侧或凹入部碰撞不易发生,形成 沉积巨厚的复理石建造。如果多个陆块在会聚时相对运动速度不大,碰撞不大剧烈,这种碰撞称为地体拼合.地体 拼合属于岩石圈挤压力较小而作用期较长的造陆作用,以蒙古一鄂霍次克带为代表,洋陆转换带岩石圈大部分成为 增生的大陆。地体拼合过程分以下4个阶段:① 双向俯冲形成岛弧;② 洋一岛俯冲扩展洋陆转换带;③ 幔源岩浆底 侵,洋陆转换带岩石圈向大陆岩石圈演化;④ 地体拼合造陆,大陆增生。大陆碰撞发生时不发生碰撞的部位板块会 聚产物具复理石建造特征。复理石盆地是被洋壳俯冲推挤成陆的显生宙洋陆转换区,以巨厚深水浊流沉积及等深 流沉积为特征。大陆岩石圈碰撞作用分为以下五类:裙边碰撞,裸碰撞、弱碰撞、无碰撞和碰撞走滑,碰撞的特征参 数各不相同,其中只有裸碰撞在力学上属于弹性碰撞。

关键词:大陆碰撞;陆一岛碰撞;碰撞机制;蒙古一鄂霍次克带;地体拼合;复理石建造

1 导言

上一篇评述分析了大陆碰撞作用中强烈碰撞的 两类类型:裙边碰撞和裸碰撞(杨文采,于常青, 2014),本篇继续讨论大陆碰撞中另两种类型,即地 体拼合和复理石建造,它们分别对应大陆碰撞带中 弱碰撞和无碰撞的情况。长数千千米的大陆碰撞带中 ,大陆凸出部分发生强烈碰撞,大陆凹入部分不发 生强烈碰撞,但是这里仍然有强烈的地质作用和变 形发生,研究弱碰撞和无碰撞区段的地质作用机制 才能对大陆碰撞有全面的了解。

大陆碰撞作用是板块构造学说的主要支柱之一。板块构造学说认为(Davis et al.,1983; James, 1989; Moores and Twiss, 1995; Jolivet and Hataf 2001; Stern, 2002; Rogers, J, W., 2004; Fowler, 2005; Leeder and Perez-Arlucea, 2006;),大陆碰撞带是大洋封闭的产物,即大洋板块几乎全部俯冲消散,而大陆板块继续移动造成的陆壳与陆壳挤压碰撞的结果。在前两篇评述中讨论了洋一陆转换的作用过程及其产物(杨文采, 宋海斌, 2014)。在前一

篇评述中讨论了强烈碰撞造山带的作用过程及其产物,问题是洋一陆转换带岩石圈转化为大陆岩石圈 并非一定要经过强烈碰撞,弱碰撞甚至没有碰撞也 可以将洋一陆转换带岩石圈转化为大陆岩石圈。除 了碰撞造山之外洋一陆转换带转化为大陆迟有那些 演化的机制?不经陆一陆碰撞作用如何把洋一陆转 换带转化为大陆,完成大陆增生?这些问题在将本 文讨论。

大陆碰撞指从大洋闭合并开始在大陆边缘凸出 部接触碰撞,直到大洋完全封闭、大陆岩石圈联成一 体的全过程。当两个大陆边缘开始接触时,大地构 造体制从洋—陆转换变为大陆碰撞。由于两个大陆 块碰撞的强度正比于碰撞陆块的质量和运动速度 (见本文第5段),因此可根据碰撞陆块的尺度将大 陆碰撞分为陆—陆碰撞、陆—岛碰撞和岛—岛碰撞 三种不同级别。三种作用的挤压期长短、作用规模 和作用后果大不相同。大陆碰撞的强度还与碰撞陆 块边缘的形状有关。在陆块边缘的凸出部应力集 中,碰撞最为剧烈,形成岩石圈变形极为剧烈的碰撞 造山带。在陆块边缘的凹入部碰撞不易发生,形成

收稿日期:2013-09-03;改回日期:2013-03-28;责任编辑:章雨旭。

注:本文由国家自然科学基金委员会和中国科学院"板块构造与大陆动力学"学科发展战略项目资助。

作者简介:杨文采, 男, 1942年生。McGill大学地球物理学博士, 中国地质科学院地质研究所研究员, "大地构造与动力学"国家重点实验室学术委员会主任,中国科学院院士。Email: yangwencai@ cashq. ac. cn。

沉积巨厚的复理石建造。如果多个陆块在会聚时相 对运动速度不大,碰撞不大剧烈,这种碰撞称为弱碰 撞,相应作用为地体拼合,以蒙古一鄂霍次克带为 典型代表。陆一岛碰撞和岛一岛碰撞时,如果碰撞 陆块的尺度较小,比较多见地体走滑旋转,形成扭动 构造和以平错断裂发育为特征的构造体系,如滇西 三江地区。

2 陆一陆碰撞和陆一岛碰撞

从物理学的角度看,陆一陆碰撞的冲量取决于 漂移板块的质量和速度。面积为几百万 km²的克拉 通接触可造成冲量很大的碰撞,作用期一般在 100Ma 以上,形成雄伟的碰撞造山带。陆一陆碰撞 时冲量大,而碰撞前板块运动动能并不一定大,这是 由于板块质量大而运动较慢,在板块碰撞时起决定 作用的是惯性力。

陆一岛碰撞不是大陆岩石圈板块之间的碰撞, 指面积在百万 km²以下的陆块与大陆之间发生的碰 撞。这里的岛指洋一陆转换带中的大陆碎片或火山 岛弧。陆一岛碰撞的起因主要为大洋俯冲,在洋一 陆转换的后期就己开始发生(杨文采,宋海斌, 2014)。陆一岛碰撞作用期一般在 100Ma 左右,典 型例为晚古生代塔里木地体与欧亚大陆的碰撞。 洋一陆俯冲作用过程中,大洋板块俯冲于大陆板块 或者岛弧底下,岛弧与大陆随后发生碰撞。从菲律 宾板块内的岩石圈结构看,洋盆下方的洋壳向另一 个洋壳俯冲,俯冲带上方有地壳明显增厚的海山,它 们也是岛,例如夏威夷群岛。洋壳向广义的"岛"下 方的俯冲可称为洋一岛俯冲。洋一岛俯冲使洋盆消 减,如果洋盆的另一侧为被动大陆边缘,当洋盆消减 时便会发生陆一岛碰撞(见图1a)。澳洲是大陆,北 边的新几内亚是个岛,现今陆一岛碰撞正在这里发 生。和陆一陆碰撞不同的是,陆一岛碰撞冲量经常 不大,这是由于"岛"质量较小所致。洋一岛俯冲使 洋盆消减,如果洋盆的另一侧也是"岛",当洋盆全 消减时便会发生岛一岛碰撞(见图 1b)。岛一岛碰 撞指面积在几十万 km²以下的洋一陆转换带岩石圈 之间发生的碰撞。作用期一般在 50Ma 左右, 典型 例为加拿大西海岸的地体群,它们是岛一岛碰撞的 产物。大多数情况下岛一岛碰撞冲量更小。广义的 "岛"后来随洋一陆转换带增生为大陆之后,早先称 为"大陆地体"。

陆一陆碰撞、陆一岛碰撞和岛一岛碰撞这三种 不同级别的碰撞作用后果大不相同,地壳拆离、变形 和变质作用程度及规模相差很大。图2为五种大陆 构造单元碰撞作用比较示意图。Pc为挤压地应力, T为增生作用时间尺度。图中表示,陆一陆碰撞岩 石圈挤压力最大,挤压力作用期最长。陆一岛碰撞 岩石圈挤压力减小,挤压力作用期变短。岛一岛碰 撞岩石圈挤压力不大,挤压力作用期较短。



图 1 陆—岛碰撞(a)和岛—岛碰撞作用(b)图解 Fig. 1 Illustration cartons showing continent-to-island (a) and island-to-island (b) collision models

陆一岛碰撞与陆一陆碰撞不同之处除冲量小作 用期变短外,还由于"岛"的体积小质量小,当挤压 地应力方向不垂直于碰撞块体边缘时,"岛"易于发 生旋转,并在四周产生走滑断层,使碰撞冲力转化为 大陆拼合作用中常见到的走滑旋动调整摩擦力。这 就是上一篇评述中提到了的大陆碰撞中的第五种作 用类型:碰撞走滑,它指由陆一岛或岛一岛碰撞引起 地块走滑扭动旋转形成摺皱断裂系的作用过程。李 四光先生最早注意到这种类型的构造,并命名为扭 动构造(李四光,孙殿卿等,1999)。不过,这里讨论 的碰撞走滑作用形成的走滑扭动构造,大概只属于 李先生讲的扭动构造的一部分。

讨论碰撞走滑作用可以塔里木克拉通地块与亚 欧大陆碰撞为例,根据详细古地磁测定和古生物资 料得到的不同时期地块的定位示如图 3 (贾承造 等,1995;刘训等,1997;肖序常等,2007;杨文采, 2009)。塔里木地块原本位于南纬 20°左右的冈瓦 纳大陆,寒武纪开始漂移。由图可见,在寒武纪冈瓦 纳大陆东部的北缘,发生大陆裂谷事件,其结果是塔 里木地块分离出来,并向西北方向快速漂移到北半 球古亚洲洋中。漂移的速度到早奥陶纪加大,到志 留纪漂移速度减缓,在石炭纪与亚欧大陆碰撞时,位



图 2 五种大陆构造单元碰撞作用的比较



置在北纬30°左右。碰撞后塔里木地块开始右旋, 到现今几乎旋转了90°,长轴方向从南北向转为东 西方向。相应地盆地四周广泛发育了阿尔金等走滑 断裂体系。对于岛一岛碰撞,岩石圈碰撞冲力转化 为走滑旋动摩擦力而消减的碰撞走滑作用,出现更 为普遍。

中国之西北在早古生代位于古亚洲洋南沿,是 当时陆一岛碰撞和岛一岛碰撞的主要发生地区之 一。图4为中国西北古生代陆一岛碰撞和岛一岛碰 撞演化示意图。在早古生代时期,古亚洲洋和古特 提斯洋中存在着一系列的陆块,主要有塔里木地块, 羌塘地块,和柴达木地块等,它们可称为"岛"。根 据地层、岩浆活动、生物区系以及古地磁资料,这些 陆块之间的相对位置表示在图 4a。到早古生代末, 随着古亚洲洋中的古祁连洋的闭合,华北克拉通与 柴达木通过陆一岛碰撞拼合,见图4b。古亚洲洋中 的古阿尔金洋分隔了华北和塔里木陆块,在石炭纪 后,古阿尔金洋封闭,华北和塔里木克拉通陆块通过 陆一岛碰撞拼合。三叠纪时,中国北方的一系列陆 块已经拼合成了一个完整的大陆,见图4c。亚欧大 陆以南属特提斯洋的范畴,华南、羌塘、拉萨、冈底斯 等陆块均位于这个洋盆之中。现今的青藏高原便是 特提斯洋中这些陆块岛一岛碰撞和陆一岛碰撞的产 物。

陆一陆碰撞改变全球大陆分布的格局,而陆一 岛碰撞改变的是洋陆转换带的分布格局。和陆一岛





Fig. 3 Reconstruction of paleo-geographic positions of the Tarim Basin (modified from Fang Dajun, see Jia Chengzao et al., 1995)

碰撞相似,岛一岛碰撞也是由洋壳消减引起的,改变的只是洋一陆转换带或大洋内部的局部格局。与



图 4 中国西北古生代陆一岛碰撞和岛一岛碰撞演化示意图(据刘训,1997,原图修改):(a)奥陶纪时不同地体位置;(b)石炭纪时期不同地体位置;(c)三叠纪时期不同地体位置

Fig. 4 Reconstruction of paleo-geographic positions of terranes of northwest China(modified from Liu Xun, 1997): (a) paleo-geographic positions of terranes in Triassic Period in Ordovician Period; (b) paleo-geographic positions of terranes in Triassic Period in Carboniferous Period, and (c) paleo-geographic positions of terranes in Triassic Period

图中构造单元代号:SI—西伯利亚板块;KS—哈萨克斯坦—准噶尔板块;TA—塔里木板块;NC—华北板块;SC—扬子—华南板块;QL— 北一中—南祁连地体;KL—北昆仑地体;QD—柴达木微板块;MZ—马鬃山地体;DH—敦煌地体;JQ—酒泉地体;QL—北一中南祁连地体; QD—柴达木微板块;NK—北昆仑地体;SK—南昆仑地体;BH—巴颜喀喇地体;QT—羌塘地体;GN—冈底斯—拉萨地体;IN—印度板块 图中构造单元代号:SI—Sibria plate;KS—Kazakhstan—Junggar plate;TA—Tarim plate;NC—North China plate;SC—Yangtze—South China plate;QL—North—Central—South Qilian terrane;NK—North Kunlun terrane;QD—Qaidam microplate;MZ—Mazong terrane;DH—Dunhuang terrane;JQ—Jiuquan terrane;SK—South Kunlun terrane;BH—Bayanhar terrane;QT—Qiangtang terrane;GN—Gangdise—Lhasa terrane;IN— India plate

陆一岛碰撞不同的是,岛屿之间的碰撞带短且弯,而 且常常位于多个板块的交汇接合处,反映了该处应 力大小和方向变化大的特点,起到了大板块空隙填 补转换的作用。现今位于东南亚一澳大利亚北缘之 间的巽它岛弧就是板块空隙填补转换作用的例子。 在西太平洋陆缘,岛弧突出的部位,乃是岛一岛碰撞 发生之处。陆一岛碰撞与岛一岛碰撞多为弱碰撞, 其结果是地体拼合。

3 地体拼合与蒙古一鄂霍次克带

地体拼合(Terrain amalgamation)为发生在大陆 碰撞带内碰撞作用较弱地段的地质作用的总称。大 陆碎块、岛弧等经陆一岛或岛一岛碰撞汇聚,镶嵌于 大陆边缘或拼合成较大的地体,使大陆增生。地体 拼合作用可在地体边缘形成褶皱带、地壳拆离构造 带或走滑断裂系。位于中亚的蒙古一鄂霍次克碰撞 带,就是中生代地体拼合作用和大陆增生的典型产 物。地体拼合属于岩石圈挤压力较小而作用期较长 的造陆作用。在板块汇聚时,大陆碎块、岛弧等或者 相互碰撞拼合形成较大的地体,或者与大陆碰撞镶 嵌于大陆边缘,使大陆增生。地体间或大陆与地体 间多有洋陆转换带残余,由于受挤压登陆的洋陆转 换带岩石圈充斥着裂缝裂隙和水分,成为下方幔源 岩浆底侵的有利通道,因此地体拼合后幔源岩浆活 动经常比较活跃。幔源岩浆底侵并逐渐分异不仅增 加了大陆地壳的体积,而且熔铸了不同属性的拼合 地体,使新生的大陆岩石圈逐渐呈现刚性。

东北亚的大地构造略图示如图 5 (Dobretsov et al., 1995; 洪大卫等, 2000; Warren, 2009; Parfenov, 2009; 任纪舜等, 2012),含有太古代地核的西伯利亚克拉通和中朝克拉通,图中用绿色块表示。其它主要的克拉通型地体包括布列亚—佳木斯(Bureya—Jiamusi)地体、科累马地体和蒙古—鄂霍次克地体,属于元古代增生的克拉通型地体,图中用

黄色块表示。布列亚一佳木斯克拉通型地体从中国 黑龙江省至俄罗斯远东布列亚河地区,它在构造上 包含了松辽盆地,西界应当为大兴安岭东沿。佳木 斯克拉通结晶基底由前南华系麻山群深变质杂岩和 黑龙江群绿片岩系组成,有2.539Ga 的同位素年龄 数据。近年来在寒武系中发现的三叶虫化石属种, 可以与西伯利亚的三叶虫对比,说明它可能是从西 伯利亚克拉通裂解出来的。

图 5 中大陆上的白色区域主要对应中生代的 洋一陆转换带。蒙古一鄂霍次克地体拼合带包含原 先的蒙古一鄂霍次克地体和两侧宽阔的古洋一陆转 换带。图中用深灰色块表示其中典型的古洋一陆转 换洋的出露区。蒙古一鄂霍次克地体拼合带还有面 积巨大的晚古一中生代岩浆岩出露,图中用不同颜 色的字母"V"表示。东北亚的东部属于太平洋构造 域,随太平洋早期的俯冲也产生中生代火山岩带,但 是分布地理位置和走向都与蒙古一鄂霍次克岩浆岩 带不同,易于区分。

古生代蒙古一鄂霍次克洋是古亚洲洋的东段, 它是古亚洲洋最后闭合的区域。古亚洲洋的西段发



图 5 东北亚大地构造略图(Warren et al., 2009)

Fig. 5 Tectonic map of northeast Asia, showing tectonic units around Mongolia-Okhotsk collision belt

⁽source:Warren, 2009)



图 6 根据古地磁测定恢复的蒙古—鄂霍次克洋的封闭过程(Van Der Voo et al., 1999); (a) 侏罗纪的蒙古—鄂霍次克洋;(b) 早白垩纪蒙古—鄂霍次克洋完全闭合 Fig. 6 Closing the Mongolia—Okhotsk ocean from about 150Ma to 100Ma (Van Der Voo et al. 1999) SIB—西伯利亚克拉通; MON—蒙古地体; NCB—华北克拉通; SCB—华南—扬子克拉通; INC—印支地体; SH—南海; EUP—欧洲板块; KAZ—哈萨克斯坦地体 SIB—Siberia craton; MON—Mongolia terrane; NCB—North China Craton; SCB—South China—Yangtze

craton; INC—Indochina terrane; SH—South China sea; EUP—Europe plate; KAZ—Kazakhstan terrane

育于古生代,位于塔里木克拉通型地体、哈萨克斯坦 克拉通型地体和西伯利亚克拉通之间,到三叠纪大 部分已经闭合。东段的蒙古一鄂霍次克洋在中生代 早期还没有闭合,图6表示根据古地磁测定恢复的 蒙古一鄂霍次克洋的封闭过程(Randolph et al., 1991,1992; Van Der Voo et al. 1999),蒙古—鄂霍 次克洋闭合在晚侏罗纪。图6b显示早白垩世蒙 古—鄂霍次克洋完全闭合;图6a显示侏罗纪蒙 古—鄂霍次克洋的宽度大约在700km 左右。

古亚洲洋构造域(Palao-Asian tectonic domain) 指在古亚洲洋形成演化和最后封闭过程涉及的大地 构造区域。早先认为,它是一个发生在古生代的构 造域(见图7a),萨彦一额尔古纳碰撞带、天山一兴 安碰撞带等都属于古亚洲洋构造域(李春昱等, 1982)。如图6所示,古亚洲洋东支的最后封闭过程 发生在中生代早白垩世的蒙古—鄂霍次克带。图 7b显示了古亚洲洋构造域天然地震分布。地震观 测表明,现今蒙古—鄂霍次克带仍然是板内地震频 繁发生的地区,说明这里岩石圈地幔在经历大陆碰 撞之后,还远未实现克拉通化。

蒙古一鄂霍次克带地质图见图8(任纪舜等, 2012),图中红色与紫红色的区域都是晚古一中生 代岩浆岩出露分布区,出露面积巨大。江博明教授 (Jahn B-M, 2004)最早用同位素地球化学方法对古 亚洲洋构造域碰撞带花岗岩的来源与年龄进行了研 究,示如图9。由图可见,古亚洲洋构造域碰撞带花 岗岩的源来自亏损地幔,成岩年龄主要在 300~ 160Ma期间。而在外蒙古和贝加尔地区,即蒙古一 鄂霍次克带地区,成岩年龄主要在 270~160Ma 期 间。图 10 显示古亚洲洋构造域花岗岩的幔源成分 百分比。由图可见,古亚洲洋碰撞带花岗岩的幔源 成分百分比测定结果在 30% ~ 100% 之间。而在蒙 古-鄂霍次克带中心地区,花岗岩的幔源成分在 70%~100%之间。由此可推断,侏罗纪的蒙古一鄂 霍次克洋闭合前后发生过规模巨大的幔源岩浆作 用,使亚欧大陆南北焊合成统一板块。同时西伯利 亚克拉通和中朝克拉通之间宽阔的洋—陆转换带和 原先的蒙古—鄂霍次克地体被幔源岩浆的衍生物质 充填或交代,形成显生宙最大规模的大陆增生地壳。 江博明据此得到了显生宙蒙古一鄂霍次克带演



古生代褶皱区 Paleozoic orogeny 印支期褶皱

Indosinian orogeny 燕山期褶皱区

Yanshanian orogeny



Himalayan orogeny

1080

.... 图 7 古亚洲洋构造域大地构造略图(a)(李春昱等,1982)和天然地震分布图(b)

Fig. 7 Tectonic map of Palao-Asian ocean domain (a) and distribution of earthquakes around Mongolia-Okhotsk collision belt

化与大陆增生模式,见图 11。图 11a 显示研究区二 叠纪的地壳上地幔剖面,古亚洲大洋板块南北两侧 双向俯冲在进行中。北侧的俯冲在西伯利亚克拉通 南缘形成沟弧体系和洋一陆转换带,南侧的洋一岛 俯冲在洋盆边缘形成沟弧盆体系,并不断增大原先 的陆壳型"岛"的岩石圈。在大洋盆地下方,地幔岩 浆底侵也在进行,大洋下地壳被改造,岩浆分异形成 了玄武质和云英闪长质岩浆。图 11b 显示研究区早 三叠世的地壳上地幔结构,蒙古一鄂霍次克洋北侧 俯冲结束,洋内的洋岛俯冲向南扩展,洋陆转换带扩

116

新生代

Cenozoic

kт

120°



图 8 蒙古—鄂霍次克带地质图(任纪舜等, 2012) Fig. 8 Geologic map around Mongolia—Okhotsk collision belt



图 9 古亚洲洋构造域碰撞带花岗岩的来源与年龄 (据 Jahn B-M, 2004)。



宽。图 11c 显示研究区晚三叠世的地壳上地幔剖 面,洋内的洋岛俯冲向南扩展的同时,源自软流圈的 幔源岩浆的底侵、分异,使岛弧带和原先的元古代大 陆碎片焊合,并逐渐碰撞拼合成新生大陆。图 11d 显示研究区晚侏罗世地壳上地幔结构,在洋内的洋 岛俯冲向南扩展的同时,幔源岩浆的底侵使岛弧带 (如图中标注"大陆地壳"处及两侧)逐渐弱碰撞拼 合成新生大陆。蒙古一鄂霍次克洋俯冲后期,发生 规模巨大的幔源岩浆作用,洋陆转换带在扩宽,岩石 圈不断增厚,同时上升成陆。在东南方的大兴安岭



图 10 古亚洲洋构造域碰撞期花岗岩的幔源成分 百分比(据 Jahn B-M, 2004)

Fig. 10 Percent of mantle-origin magma in post-collision magmas along Paleo-Asian tectonic domain (source: Jahn B-M, 2004)

岛弧带亦已形成。图 11e 显示蒙古一鄂霍次克洋闭 合后(白垩纪)地壳上地幔剖面,洋一陆转换带全部 上升成陆,幔源岩浆的底侵仍在进行。

图 11c—e 展示了多个地体拼合型的弱碰撞造 陆作用过程,特点为碰撞期岩石圈挤压力较小而作 用期较长。由于受挤压登陆的洋陆转换带岩石圈充 斥着裂缝裂隙和水分,成为下方幔源岩浆底侵的有 利通道。幔源岩浆底侵并逐渐分异不仅增加了大陆 地壳的体积,而且焊合了不同属性的地体,使新生的 大陆岩石圈呈现刚性。

虽然在本研究区深反射地震剖面十分稀少,已



图 11 蒙古—鄂霍次克带演化与大陆增生模式(据 Jahn B-M, 2004 修改) Fig. 11 Evolution stages and continental accretion process along Mongolia—Okhotsk collision belt (source: Jahn B-M, 2004)

有地球物理资料对上述地体拼合造陆作用演化模式 是认可的。例如,认为蒙古一鄂霍次克洋俯冲结束 前后发生规模巨大的幔源岩浆作用,在东南方的大 兴安岭岛弧带深反射地震剖面已反映出来。图 12 为过大兴安岭岩石圈反射地震剖面,和常见的碰撞 造山带莫霍面反射不同,大兴安岭不仅不存在山根, 而且还向上突起,表明这里的碰撞带与典型造山带 不同,发生过强烈的幔源岩浆上涌作用。字母"S" 注记岩石圈地幔内反射为向上拱的弧形反射体,也 反映幔源岩浆上涌(杨文采,陈志德, 2005)。

由上述分析可认为,地体拼合作用过程可分为 以下四个阶段:① 双向俯冲形成火山岛弧;② 洋一 岛俯冲扩展,洋陆转换带扩宽;③ 幔源岩浆底侵,洋 陆转换带岩石圈向大陆岩石圈转化;④ 地体拼合造 陆,大陆增生。

从以上讨论可知,蒙古一鄂霍次克型的陆一岛 碰撞和大陆增生有以下特点:① 弱碰撞,碰撞时板 块冲量与相对运动速度较小。②原来的地体缓慢 碎裂,有大量大陆增生的空间,使碰撞后幔源岩浆容 易大规模侵入。③原洋陆转换带升陆后大部分保 留拼合为增生地体。④完全升陆后岩石圈应力状 态转为拉伸,仍有剧烈火山喷发及岩浆侵入,并形 成中亚侏罗纪盆地群。⑤陆岛碰撞和大陆增生历 时约 200Ma。

4 从洋陆转换帶到复理石建造

大陆碰撞发生时,原来小板块的两侧和陆缘凹 入的边缘海不一定发生碰撞,但可以看到大量板块 俯冲作用引起的变形和其它作用痕迹,因为洋壳俯 冲是板块会聚的普遍特征。在板块会聚带中,发生 洋壳俯冲而未发生碰撞的构造首推复理石建造。中 国大陆川甘青三省交汇地区,就是一个规模巨大的 复理石盆地(张国伟等,1988,2001,2004;张二朋 等,1991;许志琴等,1992;殷鸿福,1992;杨逢清





等,1994; 杜子图等,1998,杨文采等,2005,2008; 马 永生等.2006)。本节讨论川甘青复理石盆地的地

图 12 大兴安岭岩石圈反射地震剖面,字母"M"注记莫霍 面反射,字母"S"注记岩石圈地幔内反射(于常青提供) Fig. 12 Deep seismic reflection profile across Great Hinggan mountain range, "M" denotes the Moho discontinuity, "S" denotes refractions within the uppermost mantle

壳属性和形成机制。这个地区过去称为"松潘甘孜 造山带",但范围还包括甘南、青海东及川西北的出 露巨厚三叠纪陆缘相沉积地层的地区(见图 13),比 以往所说的"松潘一甘孜构造带"范围大,称为"川 甘青复理石盆地"更加准确。

张国伟等(2001,2004)对西秦岭—松潘大陆构 造属性与边界断裂、结点位置都作出了详细的界定。 研究区呈不规则倒三角形状,面积接近20万平方千 米,大部分出露三叠纪沉积岩,仅中部(西秦岭的延 长部分)表现为古生界隆起带,出露有从寒武纪到 泥盆纪的地层(图14),但岩浆活动不发育。从图 14可以看出,研究区东北部(甘南)主要出露早三叠



图 13 川甘青复理石盆地及周边大地构造略图 Fig. 13 Tectonic map of Songpan—Garze flysch basin 箭头示中新生代构造运动方向; arrows indicate stress directions in Cenozoic





世陆缘碎屑岩,产状较陡。西北部(青海东南)主要 出露中三叠世碎屑岩,而南部(川西北)主要出露晚 三叠世海陆交互相沉积岩,产状一般较为平缓。三 叠纪岩石类型主要为砂岩,泥岩(部分变质为板 岩)、泥晶灰岩和凝灰岩等。根据马永生等的报导 (2006),中石化 2004 年在若尔盖地区钻探红参1 井,所钻层位为上三叠统侏倭组和杂谷脑组,总深度 达 6000 m 以上,岩石均为灰色细砂岩与深灰色泥 岩,主要反映了活动大陆边缘斜坡盆地相的浊流沉 积。与地表观测相同的是,随钻探度加大而且地层





图 15 川甘青复理石盆地与加拿大地盾、扬子克拉通和青 藏高原地壳波速结构比较图(数据源于中国地质调查局 公布的 GGT 剖面)

Fig. 15 Crustal P-wave velocities of the Songpan—Garze flysh basin, comparing with typical Canada shield, Yangtze cratons and Qinghai—Xizang Plateau (Data from GGT setctions of China Geological Survey)

变老,岩层的倾角加大,地层逐渐变为陡倾。

杨文采等 (2005,2008) 把该区的地壳组构与邻 近的克拉通和造山带作一比较。研究区东南方的四 川盆地是扬子克拉通的一部分,其地壳地震 P 波速 度用图 15 中的绵阳线表示。工区西部的巴颜喀拉 山 P 波速度用达日线表示, 而川甘青复理石盆地的 地壳速度结构用龙日线表示。图中的粗黑线为北美 加拿大地盾的地震波速结构,可以作为全球地壳组 构比较统一的参照。由图 15 可见,作为扬子克拉通 代表的绵阳线位于加拿大地盾线的上方,形态基本 一致,说明扬子地台的属性是克拉通性质,不同的只 是成熟度不如加拿大地盾,因此各层厚度稍薄而已。 代表青藏高原的达日线分层不明显,层内波速递增 斜率大,上、中、下地壳每一层的厚度都明显增大,反 映了印度和欧亚板块碰撞使青藏高原地壳缩短加厚 的特征。而代表川甘青复理石盆地的龙日线基本上 介于绵阳线与达日线之间,既不属于克拉通类型,也 不属于青藏高原型。

从上述比较可知,复理石盆地的地壳波速结构 是一种单独的类型,即"复理石盆地型"。这种类型 的特点包括:①上地壳分两层,上层为波速较低的 沉积岩层,厚度可达7 km,波速小于6.0 km/s;下层 为经过变质形成的结晶基底,波速6.0~6.2 km/s。 ② 中地壳为正常波速(6.3~6.5 km/s),但厚度较 大,可达20 km 以上。③ 下地壳波速从6.6 km/s 随深度上升到7.3 km/s,厚度亦增加到20 km 以上。 上地壳上层同时代沉积岩厚层形成和中下地壳增厚 都与复理石盆地形成时洋壳的俯冲有关。在深反射 地震剖面上,地壳内由于挤压形成的拱弧构造十分 发育(杨文采等, 2005b)。

世界上的复理石盆地都位于被洋壳俯冲推挤成 陆的显生宙洋—陆转换区域。复理石盆地构造演化 也可分为四个阶段:①洋壳俯冲阶段;②深水浊流 沉积及等深流沉积阶段;③陆坡受挤压凸起并使 沉积加剧阶段;④大洋封闭地壳被推挤隆升阶段, 详见图 16。

在石炭纪晚期古特提斯洋分隔了华北、扬子和 塔里木这三个克拉通。在三叠纪古特提斯洋的闭合 形成了秦岭—大别造山带以及中国大陆的主体。不 过,在羌塘陆块与扬子克拉通之间有一个缺口,在这 个缺口处不存在从南向北的冲撞,因此这里没有发 生碰撞,形成的就是川甘青复理石盆地。川甘青复 理石盆地的构造演化过程可以用图 16 的卡通来描 述。在华北克拉通南缘下方,古特提斯洋壳在二叠 纪开始向北俯冲(图 16a);在这一阶段由大陆输送 来大量岩石碎屑,遍布在大陆架、大陆坡和大陆麓, 形成了早三叠世的厚层碎屑岩。到中三叠世,由于 大别一秦岭造山带的碰撞开始了,洋壳向北俯冲的 速度大为减缓,开始了大陆坡的冲刷侵蚀,进入深水 浊流沉积及等深流沉积阶段。在深水区的大陆坡属 于多种力量作用下的欠稳定系统。由于陆坡的坡度 常大于 3°~ 5°, 而且坡积物尚未固结成岩, 因此在 重力、海流和地震作用下频繁发生垮塌与滑塌,引发 海水中悬浮物含量加大及湍流发育(图16b),这就 是所谓的"深水浊流"。根据固相物体的尺度大小, 深水浊流又可分为泥石流、碎屑流、悬浮夥粒流及细 浊流等,经搬运沉积后形成的岩石统称深水浊流沉 积岩,实际上是一组沉积岩组成的岩套,如海底扇 沉积岩套,海沟相沉积岩套等。

进入晚三叠世(图 16c),大陆坡因长期受挤压 而发生拱曲隆起,形成了位于白龙江以北的西秦岭 余脉的隆升及早古生代地层的出露,同时也加剧了 大陆坡的侵蚀和深水沉积的速度,复理石盆地的发 展进入高潮。陆坡凸起沉积加剧阶段经常发生频繁 海底火山喷发,形成多层凝灰质砂岩等特别的海底



图 16 松潘一甘孜复理石盆地的构造演化过程示意图(杨文采等,2008):(a)洋壳俯冲,相当于原先的地槽发育阶段;(b) 深水浊流沉积及等深流沉积阶段;(c) 陆坡凸起,复理石盆地发展高潮阶段;(d) 大洋封闭地壳缩短推挤成高原 Fig. 16 Tectonic reconstruction map of Songpan—Garze flysh basin: (a) subduction of paleo-Tethyan ocean plate; (b) deep sea sedimentation; (c) uplifting of the continental slope; (d) closing the seas and uplift on the surface caused by compression between Eurasia and Qiangtang plates

火山喷发沉积岩套。此后,沿大别一秦岭造山带的 碰撞作用已进入晚期,古特提斯洋从东向西逐渐封 闭。在侏罗纪,随着新特提斯洋的扩张和印度次大 陆的向北推移,羌塘一昌都地体并入欧亚大陆(图 16d),来自南方的挤压使盆地地壳增厚和褶皱变 形,把川甘青复理石盆地推挤成高原,并逐渐变成今 天看到的面貌。

5 大陆碰撞带的类型

由这两篇评述可见,大陆碰撞作用可以造山 (碰撞造山带)也可造盆(复理石盆地),大陆碰撞的 不同地段碰撞有强有弱,大陆碰撞带的作用产物便 有不同的类型(杨文采,2005c,2009,2014;Yang Wencai,2003,2009,2014)。 大陆碰撞把克拉通陆块结合起来,结合部可形 成世界级的碰撞造山带,碰撞造山带就是现今追踪 大洋封闭的"指纹"。阿尔卑斯—喜马拉雅造山带 在碰撞时大陆缘发育有广泛的洋陆转换带,这种碰 撞称为裙边碰撞(skirt-plate collision),由于洋陆转 换带岩石圈刚性不强,在物理学上属于非弹性碰撞 或粘滞性碰撞,大洋消减与碰撞造山过程属于周期 较长的岩石圈演化过程,其周期可达几亿年。在上 篇中已提到过由大洋板块俯冲作用形成的显生宙俯 冲增生岩片(subduction—accretion wedge),上面又 分析了由碰撞增生杂岩(accretion—collision complexes)所组成的碰撞增生楔。因此,典型的裙 边碰撞造山带包含位于冲撞大陆边缘的碰撞增生 楔、以蛇绿岩套为标志的缝合线、和位于被撞大陆边 缘的俯冲增生楔。

裙边不发育的大陆碰撞称为裸碰撞(nude-plate collision),以大别苏鲁造山带为代表,物理学上属于 弹性碰撞。裙边碰撞和裸碰撞在大陆拚合时都有强 烈的碰撞发生,而只有轻微碰撞的大陆拼合称为地 体拼合作用,地体拼合作用的产物称为大陆增生拼 合带(accretion collage)。由于古海岸线是曲折的, 在碰撞造山带中,陆块的突出部发生强烈的碰撞和 地壳缩短,形成所谓的"山结";而在陆块的凹洼部 不发生碰撞,形成复理石盆地,碰撞带内复理石盆地 与洋陆转换带增生楔会聚隆升相关联。实际上,碰 撞带可以根据相关地质作用的不同分类,见表1。

表1把大陆岩石圈碰撞作用分为以下五类,即 裙边碰撞,裸碰撞、弱碰撞、无碰撞和碰撞走滑。属 于弹性碰撞的裸碰撞在力学的规律称为动量定理。 从物理学的角度定量地看碰撞的基本规律是有意义 的,因为定量的规律才是准确的。板块碰撞时起决 定作用的是惯性力,陆一陆碰撞时冲量很大。巨大 的冲量由诸多地质作用化解:如岩块的变形、断裂、 走滑、摩擦、动力变质和熔融等。

"碰撞"在物理学上指的是物体间作用力很大 而作用时间很短的一种物体接触过程。度量碰撞作 用力大小的量叫冲力 *F*,平均冲力的大小定义为:

$$F_{\rm av} = \frac{\int_{t_0}^{t} F dt}{t_1 - t_0}$$

其中 t_0 为碰撞开始时间, t_1 为碰撞结束时间。冲力随时间的积累量称为冲量:

$$I = F_{av}(t_1 - t_0)$$
 (1)

碰撞是两个物体相对运动的结果,碰撞前后物 体运动状态用动量描述。动量定义为质量 m 和速 度 V 的乘积。动量定理表为:在碰撞系中,碰撞物 体的冲量的增加等于同一时段内动量的增加:

$$I = F_{av}(t_1 - t_0) = \sum_i m_i [V_i(t_i) - V_i(t_0)]$$
(2)

式中*i*为碰撞系中物体之编号。此式表明,大陆碰 撞冲量与大陆板块质量成正比,而质量与大陆板块 尺度成正比,因此在讨论碰撞造山时要考虑尺度。 这就是陆一陆与陆一岛的主要区别之一。

以前有人把碰撞分为"硬碰撞"、"软碰撞"及 "碰撞逃逸"三种不同类型。硬碰撞指碰撞冲量很 大的碰撞。主要发生在大陆板块边缘的凸出部,在 碰撞时单位面积上承受的冲量十分巨大,造成强烈 的变形,与表1中的裙边碰撞及裸碰撞相当。软碰 撞指冲量很小的碰撞,碰撞逃逸指小陆块周边为走 滑断裂包围,大陆碰撞后由于走滑断裂作用,小陆块 被走滑"逃逸"。陆一岛碰撞常常与碰撞逃逸相关 联。把碰撞分为"硬碰撞"、"软碰撞"及"碰撞逃 逸"三种不同类型不涉及岩石圈结构,因此笔者不 采用这种分类。

在表 1 的碰撞类型中,只有裸碰撞才能假定它 近似服从弹性碰撞的规律(2)。裸碰撞过程的分期 与作用参数见表 2。弹性碰撞指碰撞过程中动能守 恒的一类碰撞。设物体 a 与 b 的质量分别为 m_a 与 m_b ,以下角标"1"表示裸碰撞前的时间,这是表 2 中 的第一阶段,物体运动状态用动量描述。下角标 "2"表示裸碰撞发生的时间,属于表 2 中的第二阶 段,作用规律用能量守恒与动量守恒定理描述。物 体 A 与 B 碰撞的动能守恒定理表为:

 $M_{a}(V_{a1}^{2} - V_{a2}^{2}) = M_{b}(V_{b1}^{2} - V_{b2}^{2})$ (3) 动量守恒定理表为

 $M_{a}(V_{a1} - V_{a2}) = M_{b}(V_{b1} - V_{b2})$ (4) 上两式相除得:

上 网 式 相 际 侍 :

 $V_{\rm a1} + V_{\rm a2} = V_{\rm b1} + V_{\rm b2}$

或

$$V_{a2} = -V_{a1} + [V_{b1} + V_{b2}]$$
(5)

(5)式说明弹性碰撞后物体 a 反弹必定发生, 反弹速度比碰撞前速度减小并反向。对于裸碰撞作 用而言,反弹作为一个不能急视的环节,虽然时间短 暂,也必须当作一个阶段对待,(5)式是表2中的第

表1碰撞带类型与作用产	物一	·览表
-------------	----	-----

T . 1.1.	1	m							4 4	•
I able	L	Types	OI	continental	comision	processes	ana	corresponding	tecton	IIC

大陆碰撞类型	碰撞强度	主要作用产物	典型构造单元
裙边碰撞	强烈	典型的陆一陆碰撞造山带,包括碰撞缝合带	阿尔卑斯一喜马拉雅造山带
裸碰撞	强烈	典型的陆一陆碰撞造山带和超高压变质带	大别苏鲁造山带
弱碰撞	轻微	大陆增生地体拼合带	蒙古一鄂霍次克带
无碰撞	几乎为零	巨厚复理石建造	松潘一甘孜复理石盆地
碰撞走滑	较强	由陆一岛或岛一岛碰撞引起地块走滑扭动旋转的摺皱断裂系	塔里木地块周缘及三江地区

2014 年

表 2 裸碰撞过程分期与作用参数一览表 Table 2 Parameters involved in the nude-plate collision process

过程分期	开始时间	甲板块速度	乙板块速度	甲板块动量	乙板块动量	弹性碰撞假定及规律
1. 前碰撞	T_0	V _{a0}	$V_{\rm b0}$	$M_{\rm a} V_{\rm a0}$	$M_{\rm b} V_{b0}$	运动状态用动量描述
2. 碰撞	T_1	V_{a1}	$V_{\rm b1}$	$M_{\rm a} V_{\rm a1}$	$M_{ m b} V_{ m b1}$	能量守恒与动量守恒
3. 反弹	T_2	V _{a2} 反向	$V_{b2}反向$	$M_{\rm a} V_{\rm a2}$	$M_{\rm b} V_{\rm b2}$	反弹相对速度守恒
4. 持续俯冲	T_3	V _{a3}	$V_{\rm b3}$	$M_{\rm a} V_{\rm a3}$	$M_{ m b}~V_{ m b3}$	非弹性碰撞

三阶段作用规律。

持续俯冲为裸碰撞作用第四阶段,裸碰撞反弹 之后,由于处于板块会聚的大环境中,大陆 A 再次 相对大陆 B 陆一陆俯冲。我们不能再用弹性碰撞 的作用规律描述陆一陆俯冲,但可以用一个粗糙的 非弹性碰撞模型来了解这个阶段持续俯冲的速度。 假定大陆 A 为质量较小、运动速度较大的冲撞板 块,大陆 B 为质量较大、运动速度较小的被撞板块。 非弹性碰撞时冲撞要考察阻滞,有动能损失,动量守 恒定律变为:

$$e m_{\rm a} (V_{\rm a1} - V_{\rm a2}) = m_{\rm b} (V_{\rm b2} - V_{\rm b1})$$
(6)

其中0 < e < 1 为阻滞系数或反弹系数。非弹性碰撞 后两物体间的相对速度减小

 $|V_{a2} - V_{b2}| < |V_{a1} - V_{b1}|$ (7) 将减小的比率定义为:

$$e = \frac{V_{a2} - V_{b2}}{V_{a1} - V_{b1}}$$
(8)

则有 e = 1 时为弹性碰撞; e = 0 时为无反弹碰撞, 即碰撞后没有反弹。如果只考察 e = 0 的无反弹碰 撞,类比后碰撞的持续俯冲,有碰撞后两物体粘合联 为一体;

$$|V_{a2} - V_{b2}| = 0$$
,
或: $V = V_{a2} = V_{b2}$
上式代入(6) 式,对于无反弹碰撞的持续俯冲有:

$$\vec{m}_{\rm b}(V_{\rm b1} - V) = 0$$

$$\vec{m}_{\rm b}(V = V_{\rm b1}$$
(9)

说明大陆 a 碰撞后持续俯冲速度趋近于碰撞时被撞

大陆 b 较小的运动速度,(9) 是表 2 中的第四阶段 作用规律。

根据上述关于碰撞理论的讨论,可以定量地把 不同类型的碰撞的特征参数按过程分期表示于表 3。碰撞类型分期特征参数主要是碰撞阻滞系数 e 和冲撞大陆板块运动速度,假设前提为冲撞大陆板 块 a 质量小,被撞大陆 b 为质量大,即 $M_b > M_a, V_{a1}$ > V_{b1} 。表中列入碰撞逃逸作为对比参照。碰撞逃 逸时陆块走滑"逃逸",冲撞地体运动速度变化不 大,有 $Va_3 \longrightarrow V_{a1}$ 。

从以上公式可知,陆一陆碰撞的冲量取决于漂 移板块的质量和速度。面积为几百万 km²的克拉通 可能造成冲量很大的碰撞。假定印度板块碰撞前的 平均运动速度为 12 cm/年,而碰撞后降为 5 cm/a, 则由牛顿第二定律可计算出碰撞时印度板块的平均 惯性力大于 3.9×10¹²N,与板块俯冲的拖曳力大致 相同。由于碰撞时间很短而且物体间作用力很大, 因此大陆碰撞可造成岩石圈剧烈形变。碰撞后板块 运动惯性力大部分衰竭,后碰撞持续俯冲的力源,如 俯冲大洋板块拖曳力或新生大洋扩张推力,可能仍 旧存在,使碰撞造山过程进入陆一陆俯冲阶段。现 今还在进行的喜马拉雅山脉隆升显示了碰撞造山晚 期阶段的陆一陆俯冲。

6 结论

(1)当大陆边缘开始接触时,大地构造体制从洋一陆转换变为大陆碰撞。由于大陆碰撞的强度正比于碰撞陆块的质量和运动速度,因此可根据碰撞

表 3 碰撞奕型分期特征参数一览表					
Table 3	Parameters	s of collision	nrocesses	at different	stages

前碰撞	碰撞类型、过程分期	碰撞阻滞系数	反弹运动速度	持续俯冲运动速度	对应物理模型		
假设 $M_{\rm b} > M_{\rm a}$, $V_{\rm al} > V_{\rm bl}$	裙边碰撞	0 < e < 1	$\mid V_{a2} \mid < < - \mid V_{a1} \mid$	$e = 0 : V_{a3} = V_{b1}$	非弹性碰撞		
	裸碰撞	$e \longrightarrow 1$	$V_{a2} = -V_{a1} + [V_{b1} + V_{b2}]$		弹性碰撞模型		
	轻碰撞	$e \longrightarrow 0$	$V_{a2} \longrightarrow 0$	$V_{a3} \& V_{b1} \longrightarrow 0$	滞性挤压		
	碰撞逃逸		无反弹	$V_{a3} \longrightarrow V_{a1}$	弹性走滑		

陆块的尺度将大陆碰撞分为陆—陆碰撞、陆—岛碰 撞和岛—岛碰撞三种不同级别。三种作用的挤压期 长短、作用规模和作用后果大不相同,地壳拆离、变 形和变质程度及方式都有差别。

(2)大陆碰撞的强度也与碰撞陆块边缘的形状 有关。在陆块边缘的凸出部碰撞最为剧烈,形成岩 石圈剧烈变形的碰撞造山带。在小陆块两侧或凹入 部碰撞不易发生,形成沉积巨厚的复理石建造。如 果多个陆块在会聚时相对运动速度不大,碰撞不大 剧烈,这种碰撞称为地体拼合。

(3)地体拼合属于岩石圈挤压力较小而作用期 较长的造陆作用,以蒙古一鄂霍次克带为代表,洋陆 转换带岩石圈大部分成为增生的大陆。地体拼合过 程分以下四个阶段:① 双向俯冲形成岛弧;② 洋一 岛俯冲扩展洋陆转换带;③ 幔源岩浆底侵,洋陆转 换带岩石圈向大陆岩石圈演化;④ 地体拼合造陆, 大陆增生。

(4)大陆碰撞发生时不发生碰撞的部位板块会 聚产物具复理石建造特征。复理石盆地是被洋壳俯 冲推挤成陆的显生宙洋陆转换区,以巨厚深水浊流 沉积及等深流沉积为特征。

(5)大陆岩石圈碰撞作用分为以下五类:裙边 碰撞,裸碰撞、弱碰撞、无碰撞和碰撞走滑,碰撞的特 征参数各不相同,其中只有裸碰撞在力学上属于弹 性碰撞。

参考文献 / References

- 杜子图,吴淦国. 1998. 西秦岭地区构造体系及金成矿构造动力学. 北京:地质出版社,1~145.
- 洪大卫,王式洸,谢锡林,等. 2000. 兴蒙造山带正值花岗岩的成因 和大陆地壳生长.地学前缘,7(2):441~456.
- 贾承造,魏国齐,姚慧君,李良辰. 1995. 塔里木盆地构造演化与区 域构造地质. 北京:石油工业出版社.
- 李春昱, 王荃, 刘雪亚, 等. 1982. 亚洲大地构造图. 北京:地图出版社.
- 李四光. 原著. 孙殿卿, 等. 扩编. 1999. 中国地质学(扩编版). 北京:地质出版社.
- 刘训,吴绍祖,傅德荣. 1997. 塔里木板块周缘的沉积—构造演化. 乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社,1~257.
- 马丽芳,等.2006.中国地质图集.北京:地质出版社.
- 马永生,陈跃昆,苏树桉,等. 2006. 川西北松潘一阿坝地区油气勘 探进展与初步评价. 地质通报,25(9):1045~1049.
- 任纪舜, 牛宝贵, 王军, 等. 2012. 1: 500 万国际亚洲地质图. 地球 学报,34(1): 24~30.
- 肖序常,姜枚,刘训,等.2007.中国青藏高原一西北盆山岩石圈三 维结构特征.北京:地质出版社.
- 许志琴,侯立玮,王宗秀.1992. 中国松潘一甘孜造山带的造山过程. 北京:地质出版社.
- 杨逢清,殷鸿福,等. 1994. 松潘一甘孜地块与秦岭摺皱带、扬子地

台的关系及其发展史.地质学报,68(3):346~356.

- 杨文采, 陈志德. 2005b. 中国东部的多重拱弧地震构造. 中国科学 (D辑), 35(1~2): 1120~1130.
- 杨文采,徐纪人,侯遵泽. 2005c. 苏鲁大别地球物理与壳幔作用. 北京:地质出版社,1~191.
- 杨文采, 宋海斌,杨午阳. 2008. 川甘青复理石盆地地壳结构. 地质 学报, 82(9):1169~1177.
- 杨文采, 宋海斌. 2014a. 从地壳上地幔构造看洋陆转换作用. 地质 论评,60(1):1~21.
- 杨文采,于长青,2014b. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(上). 地质论评,60(2):237~259.
- 杨文采. 1998. 后板块地球内部物理学导论. 北京: 地质出版社.
- 杨文采. 2009. 东亚古特提斯域大地构造物理学. 北京:石油工业出版社.
- 杨文采. 2014. 固体地球物理学和大地构造学的交汇. 地学前缘,21 (1):101~111.
- 杨文采. 2005a. 中央造山带东段岩石圈的构造格架. 中国地质, 32 (2):299~309.
- 殷鸿福.1992. 秦岭及邻区三叠系.武汉:中国地质大学出版社.
- 张二朋,牛道韫,霍有光,等. 1991. 秦巴及邻区地质构造特征概论. 北京:地质出版社.
- 张国伟,等. 1988. 秦岭造山带的形成及演化. 西安:西北大学出版 社.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社.
- 张国伟,郭安林,姚安平。2004. 中国大陆构造中的西秦岭一松潘大 陆构造结. 地学前缘,11(3):23~32.
- Davis D, Suppe J and Dahlen F A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geophy. Res. 88: 1153 ~ 1172.
- Dobretsov N L, Berzin N A, Buslov M M. 1995. Opening and tectonic evolution of the Peleo-Asian Ocean. International Geology Review, 37: 335 ~ 360.
- Fowler C M R. 2005. The solid Earth. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Jahn B-M. 2004. The central Asia orogenic belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. In: Malpas J, et al. eds. Aspects of the Tectonic Evolution of China. Geological Society, London, special Pub., 226:73~100.
- James D E. 1989. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. New York: Van Nostrand Reinhold Com.
- Jolivet L and Hataf H-C. 2001. Geodynamics. Lisse : A. A. Balkeman Pub.
- Leeder M and Perez-Arlucea M. 2006. Physical process in Earth and environmental Sciences. UK: Blackmell Pub.
- Miller R. 1983. Continents in Collision. Alexandria: Time Life Books.
- Moores E M and Twiss R J. 1995. Tectonics. New York: W. H. Freeman and Company.
- Nokleberg W J. 2009. Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia. USGS professional paper 1766, Data Announcement 81 – MGG – 04.
- Parfenov L M, Badarch G, Berzin N A, et al. 2009. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4, 11 ~ 33.
- Randolph J E, Chen Yan, Courtillot V, et al. 1991. A Cretaceous pole from south China and the Mesozoic Hairpin turn of the Eurasian apparent polar wander path. J. Geophys. Res., 96(B3): 4007 ~ 4027.
- Randolph J, Yang Zhenyu, Chen Yan, et al. 1992. Paleomagnetic

constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. J. Geophys. Res. , 97(B10): 13953 ~ 13989.

- Rino S, Kon Y, Sato W, et al. 2008. The Grenvillian and Pan-Africa orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implication on the origin of superplume. Gondwana Research, 14: 51 ~ 72.
- Rogers J W. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford: Oxford Univ. Press.

Stern R J. 2002. Subduction zones. Reviews of Geophysics, 40: 1012 ~

1029, doi: 10.1029/2001RG000108.

- Van Der Voo R, Aiatalo R, Mapper J J, et al. 1999. Mesozoic subductied slabs under Siberia. nature, 397;246 ~ 248.
- Yang Wencai. 2003. Flat mantle reflectors in eastern China: possible evidence of lithospheric thinning. Tectonophysics, 369(3~4): 219 ~230.
- Yang Wencai. 2009. The crust and upper mantle of the Sulu UHPM belt. Tectonophysics,475(2): 226 ~234.
- Yang Wencai. 2014. Reflection seismology theory, data processing and interpretation. Waltham: Elsevier.

Continental Collision Process Reveled by Worldwide Comparison of Crust and Upper Mantle Structures (II)

YANG Wencai, YU Changqing

State Key Lab of Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract: This paper continues to review collision processes, focusing on continent—island collision, terrain amalgamation, and flysch basin formation. Based on scales of collision plates, continental collision process can be divided to three grades: the continent-to-continental, the continental-to-island, and the island-to-island. The collision intensity depends on boundary shapes of involved collision plates. Intensive collision occurs at protruding parts of the blocks, producing collision orogeny; while only slight collision can occur at invaginat parts of the blocks, resulting in flysch basins. If the relative movement velocity is not large, less intensive collision occurs between the blocks, then the collision can act as the terrain amalgamation that correlates to low-grade compression but long-action-period lithospheric stress, represented by the Mongolia—Okhotsk collision belt. The terrain amalgamation process contain four stages as follows: ① Two-way subduction creating island arcs; ② ocean—island subduction and expansion of ocean—continent transition zones; ③ mantle-origin magma underplating; ④ terrane matching and lifting onto sea-level. Plate convergence without collision turns original marginal seas into flysch basins that are characterized by thick and folded deep-sea sediments. In summary, the continental collision processes can be divided into five types with different collision parameters. They are skirt-plate collision, nudeplate collision, week collision or terrain amalgamation, non-collision or flysch basin formations, and collision sliding, among them only the nude-plate collision physically belongs to elastic collision.

Key words: continental collision, continent—island collision, Mongolia—Okhotsk belt, collision mechanics, terrain amalgamation, flysch basin formation