

试说中国陆内构造变形和其地球动力学特征

赵重远¹⁾, 靳久强²⁾

1) 西北大学含油气盆地研究所, 西安, 710069; 2) 中国石油勘探开发研究院, 北京, 100083

内容提要:中国陆内构造变形主要始于晚二叠世中国北方进入后海西地台发展时期。印支期末以至喜马拉雅期, 随着特提斯洋的关闭, 大陆范围也随即向中国南方和青藏地区增生和扩展。中国的陆内构造变形从后海西地台形成的准平原化阶段即已开始。但规模巨大的变形则发生于燕山构造旋回中期和喜马拉雅旋回。陆内构造变形的规模可分两个等级: 一是覆盖整个中国大陆的, 另一是局部的。前者两次改变了中国构造-地貌的整体面貌; 后者则表现为造山、造盆和微陆块纵向或横向的逃逸, 以及由此引起的造山或造盆。根据中国陆内构造变形特征及其与区域构造背景演化的关系分析认为, 中国陆内构造变形主要是由周边洲级规模板块运动引起的, 同时, 随着地壳上部构造变形引发的地壳或岩石圈均衡调整, 则使地下深处产生相应的构造响应。

关键词: 中国陆内构造变形; 陆内造原; 陆内造阶; 陆内造山; 陆内造盆; 微陆块纵向和横向逃逸

1 中国陆内构造变形条件与世界洲级规模板块内部变形的差异

20 世纪 70~80 年代, 以国际地球动力学计划第 7 组板块内部动力学研究为起始, 开展了板块内部地球动力学和陆内沉积盆地成因的研究 (Bally et al., 1980)。中国地质构造从海西期后逐步进入大陆体制发展阶段之后, 也同样面临陆内构造变形和大陆地球动力学研究的问题。不过, 因为中国地质构造和国外相比存在较大差异, 所以和国外研究相比, 虽然在有些方面可以借鉴, 但也应开辟相应于中国具体陆内构造变形条件、状态和作用研究的新途径。

国际地球动力学计划第 7 组研究的内容主要是洲级规模克拉通板块内部的沉积盆地。同时, 也涉及了高原隆起、冰川均衡和现代地壳运动等诸多方面。盆地研究涉及的领域和地区有被动陆缘、俄罗斯地台、西西伯利亚地台、澳大利亚克拉通和西非陶代尼克克拉通等, 以及西欧海西地台上的巴黎盆地和北美克拉通上的密歇根盆地。在由 Bally 等主编的最终报告中, 结合前人研究成果共归纳出了 9 种引起板块内部沉积盆地形成之动力学的机制。它们是: ①由沉积负荷引起沉降; ②由早期的热岩石圈变冷和密度增大引起均衡沉降; ③由岩石圈单纯伸展变冷引起沉降; ④沉积盆地或被动陆缘由大陆裂解、

超基性岩脉侵入和(或)底辟引起沉降; ⑤由辉长岩-榴辉岩相变, 或其他变质作用引起下地壳或岩石圈岩石密度增大, 导致均衡沉降; ⑥前述两种机制也可视为特殊情况下的局部“大洋化”, 但地壳的完全基性岩化或“大洋化”则是由来自地幔或深部的超基性物质供给所造成; ⑦横跨地形负荷不均的被动陆缘因导致塑性中地壳和下地壳向大洋方向蠕散而引起沉降; ⑧在设想从大陆向大洋软流圈方向流动的熔融物质流速是可变的前提下, 大陆底下的熔融物质积聚将引起隆起, 而流域通畅则导致大陆下方空虚和沉降; ⑨因核-幔界面处产生周期性上涌分异活动导致地壳上升和沉降 (Bally, 1980)。

应予以注意的是, 他们的上述认识完全是根据洲级规模大型板块的内部盆地研究得出的。而中国却没有那样规模和性质的板块。中国大陆是太古代末到古元古代末生成的几个小克拉通, 经由新元古代晚期连接为古中国地台, 早寒武世早期旋回又解体成为古中华陆块群 (任纪舜, 1999), 再经加里东以至海西期的会聚成为中国后海西地台, 以至印支期后, 向中国南方和青藏地区增生和扩展而成的 (赵重远, 2005)。因此, 它是一个由刚性微陆块和柔性周围褶皱带粘接起来的镶嵌块体, 既不是一个完整的刚性块体, 也不具有洲级的规模。所以, 在受到周围洲级板块活动影响时, 内部很易发生构造变形。同时, 根据变形强度、幅度, 以及影响地壳或岩石圈深

度的差异,将主动地给予地球深部以相应影响,使其发生物理-化学调节和构造变异,如地壳或岩石圈的重力均衡、地壳与上地幔结构的变化,以及其间物质和能量的迁移和交换等。而不是像洲级规模刚性板块那样,周围板块运动甚至可以推着它在软流圈上作长距离漂移,而却很难使它的内部发生变形。所以其内部变形可能更多地受着深部动力作用的影响。因此,中国的陆内构造变形和它的地球动力学模式可能也更具有自己的特色。

2 中国大陆内部整体构造变形

中国大陆内部的整体构造变形,指其变形范围覆盖了整个中国大陆。引起如此规模的变形作用可分前、后两期:早期发生于燕山旋回中期,相应于西太平洋古陆与亚洲大陆东部的斜向碰撞;晚期发生于喜马拉雅旋回,相应于冈瓦纳印度与亚洲大陆南部的碰撞(任纪舜,1999)。整体构造变形的样式有两种:中国构造-地貌整体改观和由此引起的造原和造阶。

2.1 中国构造-地貌整体改观

这个问题前人已有诸多论述(任纪舜,1999;王鸿祯,1985;任纪舜等,1981;马杏垣,1989)。第一次事件使之前南北分野的中国构造-地貌,即北高南低和南部是海北部是陆,转变成了东高西低和向西南面海(特提斯洋)的局面。第二次事件恰是从之前西南面海的那一构造-地貌的最低处,拱起了被称之为世界屋脊的青藏高原,使中国大陆从那里向东发生梯级大分化,又使中国的构造-地貌景观变成了西高东低。

2.2 造原和造阶

2.2.1 造原

造原指喜马拉雅旋回在中国构造-地貌梯级大分化中,完整的大陆被两条重力和地壳厚度梯度带,即阶,分解成了三个呈高原或平原面貌出现的大型大陆块体,即青藏块体、中部块体和东部块体。

青藏块体是一个体态完整的高原。从图 1 和 2 中可见,也是中国布格重力异常最低和地壳厚度最大的地区。其中,重力异常一般变化于 $-25 \sim -50$ mGal 之间,中心最低值可达 -525 mGal。而地壳厚度最大的地区,一般都在 60km 以上,最厚处可达 67km。由于一般比较认可青藏高原的形成是印度次大陆与青藏地区地壳叠加和持续向北推挤使地壳缩短所致(Molnar et al., 1975),所以与上述重力异常和地壳厚度的表现也是相符的。

东部块体由东北平原、华北平原和东南由丘陵山地组成的滨海平原构成。这里的重力异常除丘陵山地外,一般均上升为正值,在向东南海域逐渐升高的背景下,一般变化于 $0 \sim +20$ mGal 之间。而地壳厚度也相应减薄为 36~38km。东部块体平原的造成乃与中、晚白垩世起西太平洋古陆的裂解和由此导致的地壳变薄有关(任纪舜,1999)。

位于二者之间的中部块体状似 Y 形,内部可分三区:西北区占据昆仑山-祁连山以北地区;东北区位于大兴安岭—太行山以西地区;南区介于横断山与武陵山之间。它们分别被位于中国北方的内蒙古高原、黄土高原以及塔里木、准噶尔盆地,和位于中国南方的云贵高原以及四川盆地所占据。从这一广大地区的重力异常值基本维持在 -100 和 -150 mGal 之间,地壳厚度维持在 40~44km 之间看,它们应是残余后海西地台的微陆块与其间的褶皱带构成的镶嵌构造块体的反映。也就是说这里的地壳既没有重叠增厚,也没有伸展变薄,而是保持了后海西地台的原始地台面貌。不过,有的陆块因周围褶皱带复活造山的升起,陆块相应沉降,而变成了具有自然地理形态的构造盆地。

2.2.2 造阶

造阶,主要是在梯级大分化中,由破裂带上的地壳厚度突然变薄所引起,如青藏块体与中部块体间由双地壳向正常的克拉通地壳转变和中部块体由正常克拉通地壳向伸展变薄的东部块体转变。其在重力异常上的反应是由低重力值迅速向高重力值转变。如在前者的梯度带上,异常值可从 -500 mGal 向外猛增至 -200 mGal;后者则从 -100 mGal 上升到 20 mGal。另外,在块体原面间的高程上也有明显分野,如青藏块体的平均海拔为 4000~4500m,而中部块体只有 1000~2000m,到东部块体一般均在 1000m 以下。所以,阶在地壳厚度、重力异常和地貌高程上的显示明显具有三位一体的特征。

3 中国大陆内部次级构造变形

中国陆内次级变形可分 3 类:陆内造山、陆内造盆和微陆块横向和纵向逃逸造山或造盆。

3.1 陆内造山

陆内造山指大陆地壳内部的造山活动。中国北方在海西期后洋壳已经消亡,南方在印支期后也再无洋壳存在。因此,除青藏高原的某些未关闭的特提斯分支海槽外,均可划入陆内造山范围。中国的陆内造山可根据发生时间、构造背景和演化历史分

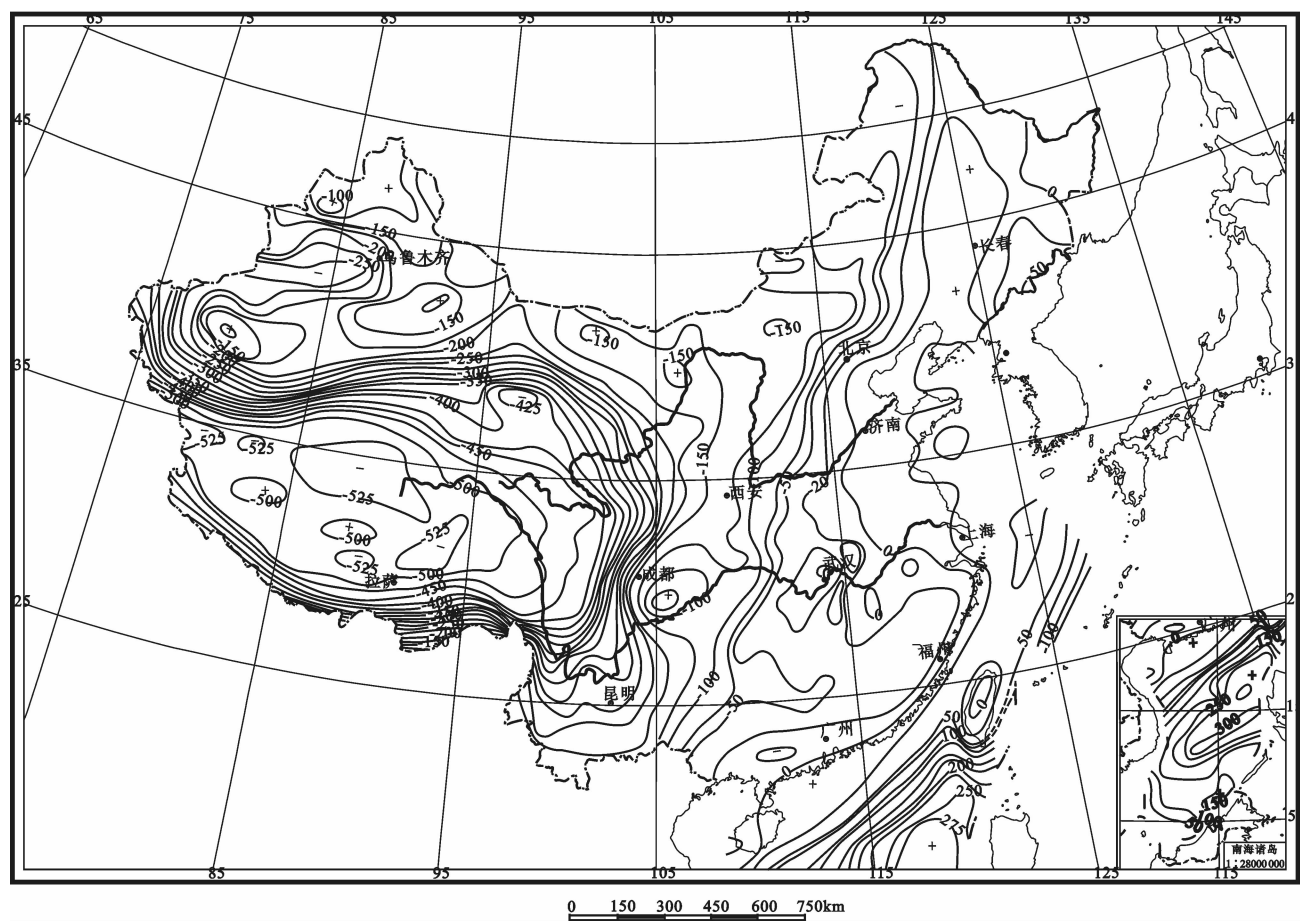


图 1 中国 1°×1°布格重力异常图(据国家地震局《中国岩石圈动力学地图集》,1989)
Fig. 1 Bouguer gravity anomalies averaged in grid 1°×1°of China
(after 《Lithospheric Dynamics Atlas of China》, State Seismological Bureau, 1989)

为 3 种类型,即:以秦岭为代表的印支期多旋回造山、以太行—武陵山为代表的燕山期克拉通基底破裂和块断褶皱造山和以天山为代表的喜马拉雅期复活造山。

3.1.1 秦岭型

这是一种由陆内无洋壳海盆发生构造回返形成的多旋回造山模式。加里东旋回,秦岭原是介于华北与扬子陆块之间的一个海槽。在该旋回末期,海槽北侧在华北陆块南缘形成了一条北秦岭加里东造山带;南侧残留了一个扬子陆块边缘海,洋壳于此时消失(图 3)。海西旋回早期,扬子陆块与华北陆块拼接,完全转变成了大陆地壳。印支旋回,特提斯打开,其松潘-甘孜洋从西向东伸入秦岭成为它的一个分支,但并未导致洋壳的再现。印支旋回末期,特提斯关闭,遂成为一条陆内印支褶皱造山带(周鼎武等,1994)。但那时山有多高,因未见有相应的山前凹陷形成,已难作出判断。然而从一些地区已露出

了山根变质岩和岩浆岩分析(周鼎武等,1994),可能是无论印支期造山还是燕山期复活造山,其幅度都较小,而又适逢海西地台强烈剥蚀和夷平和海水正从北向南撤出时期,所以大量剥蚀产物都随水流向南搬运而去,在秦岭地区未曾留下痕迹。

3.1.2 太行山—武陵山型

这是一种在转换板块边缘发生的强大剪切-挤压作用下,使克拉通基底破裂和块断褶皱为特征的陆内造山模式。这一造山作用主要发生在华北和扬子陆块东部。其造山特征不是像一般造山带那样,由原先存在的地壳坳陷带,即海槽或沉积盆地的回返,而是在西太平洋古陆与亚洲大陆东部的转换边界处,强大的西太平洋古陆对相对弱小的中国海西地台及其南方的扩展部分施行剪切-挤压作用造成的。其表现形式是沿中国东部生成了一条巨大的左行走滑基底卷入式褶皱-断裂构造带。这个造山带在华北陆块以残留的太行山为代表,其横向展布,西

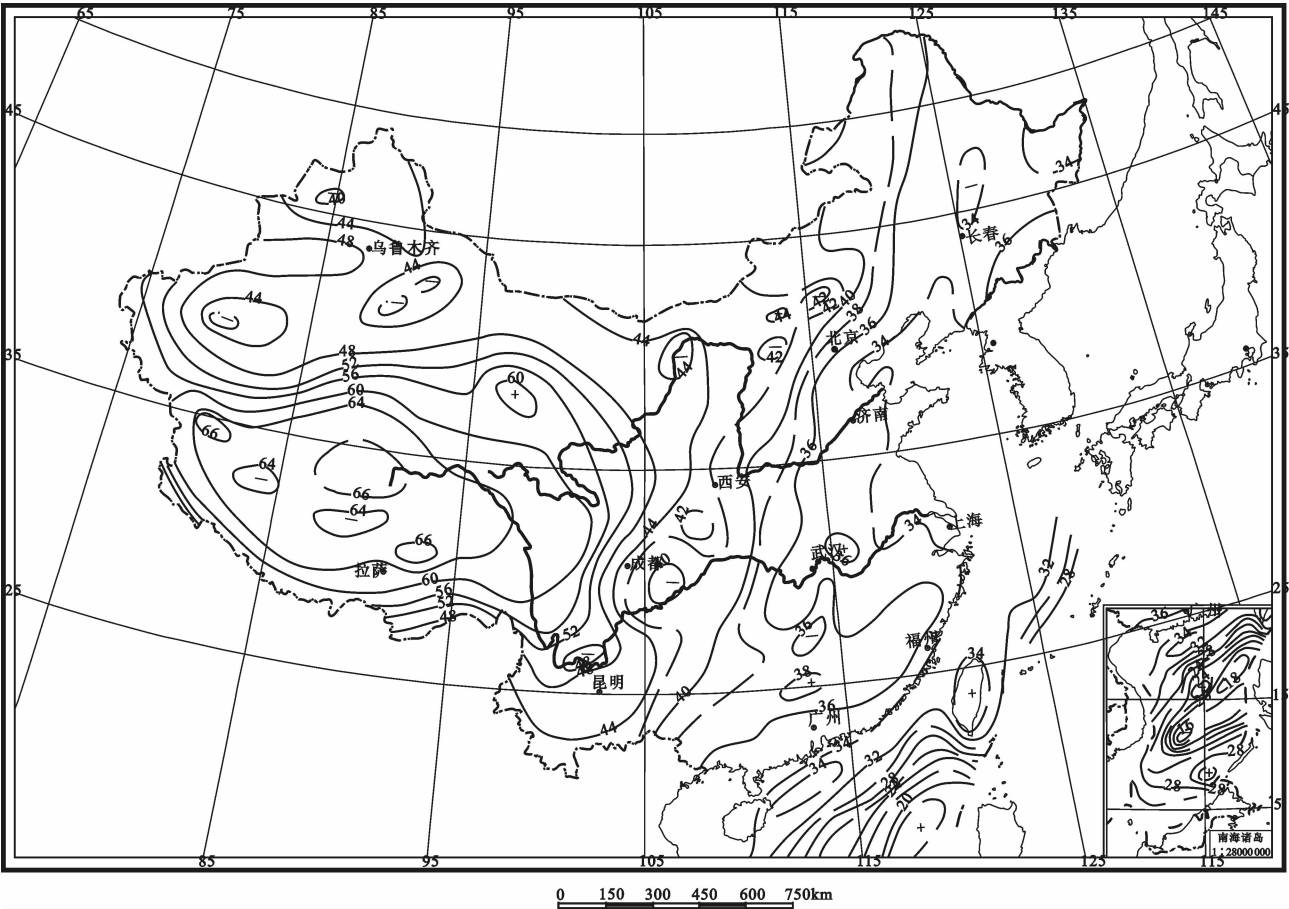


图 2 中国地壳厚度图(重力反演)(据国家地震局《中国岩石圈动力学地图集》;1989)
Fig.2 Crustal thickness of China by gravity inversion
(after 《Lithospheric Dynamics Atlas of China》, State Seismological Bureau,1989)

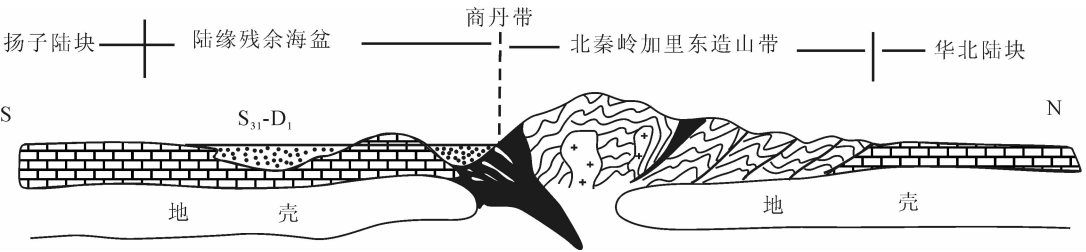


图 3 东秦岭加里东期构造横剖面图(据周鼎武等,1994)

Fig.3 Structural cross-section of eastern Qinling Mountains in Caledonian phase (after Zhou et al. , 1994)

侧可抵鄂尔多斯盆地以东,东侧一部分沉入海底,一部分被后来的渤海湾盆地所断落,被深埋于该盆地的新沉积层之下(图 4)(赵重远等,1987)。

3.1.3 天山型

天山是一条典型的海西造山带。不过,原海西期的造山带并不宏伟,而且在后海西地台的准平原化过程中已被夷平。现在的天山则是在燕山中期,特别是在喜马拉雅期构造运动中复活上升造成的。所以这是另一种陆内造山模式——原被准平原化的早期造山带复活造山。

天山海西褶皱带的原貌和后期演化过程已难以查考,但它北侧的山前凹陷以及与之相连的准噶尔盆地则像它在水中的倒影一样,随时倒映着它的盛衰变迁。图 5 表示准噶尔盆地,包括南缘大部分天山山前凹陷,在 SN-5 测线上反映的构造演化过程。从中可见,三叠系沉积前,在准噶尔盆地内部略有隆拗分异的情况下,南端相当于天山山前凹陷的地区,上二叠统向南有明显增厚趋势。该剖面位置显示的地层厚度约近 2000m,而凹陷其余地区最厚处则可达 3000m。沉积物并不表示为山脉急骤上升时的粗



图 4 表示华北东部中生代构造格局的华北陆块东部前第三纪构造纲要图(据赵重远,刘池阳,1984)

Fig. 4 Sketch map of Pre-Tertiary structures of eastern North China land block

showing the Mesozoic tectonic framework of this area (after Zhao Zhongyuan and Liu Chiyang, 1984)

I—渤东复向斜;II—凌秦复背斜;III—沧津复向斜;IV—肃宁背斜带;V—北京-石家庄断陷带;主要断裂带:①—郯庐断裂带;②—聊兰断裂带;③—沧东断裂带;④—涿县-长治断裂带;⑤—邢台-安阳断裂带;⑥—紫荆关断裂带;⑦—离石断裂带;⑧—鄂尔多斯地块西缘断裂带;⑨—集宁-承德断裂带。左下角图例:1—负向构造和负向构造带;2—正向构造和正向构造带;3—正负向构造编号;4—断层编号;5—断层及两盘运动的方向;6—区域及派生应力场;7—地块边界

I—Bodong synclinorium; II—Lingqin anticlinorium; III—Cangjin synclinorium; IV—Suning anticline belt; V—Beijing-Shijiazhuang fault depression belt. Main fault belts: ①—Tanlu fault belt; ②—Liaolan fault belt; ③—Cangdong fault belt; ④—Zhuoxian-Changzhi fault belt; ⑤—Xingtai-Anyang fault belt; ⑥—Zijinguan fault belt; ⑦—Lishi fault belt; ⑧—Western margin fault belt of Ordos block; ⑨—Jining-Chengde fault belt. Legend on the left below: 1—negative structures and structural belts; 2—positive structures and structural belts; 3—number of positive and negative structures; 4—number of faults; 5—fault and its movement directions on the two walls; 6—regional and induced stress fields; 7—boundary of land block

碎屑岩,说明初升起的天山海西褶皱带未有很大高度,或者一边升起一边同时遭受着强烈剥蚀。三叠系沉积似乎受准噶尔盆地内部隆坳分异控制,不显示有向山前凹陷增厚趋势。侏罗系虽然向南增厚趋势明显,但在天山北麓出露的侏罗系不显示是准噶尔盆地的边缘相沉积,而是向天山内部伸延的湖泊相沉积。说明那时的天山褶皱带并不具有连续绵延的山带规模,可能仅是准平原上的一些丘陵山地。从而造就了那时天山内部的一些若续若断的沉积盆地。

图 5 还表明,渐新统沉积前反映燕山中期和上新统沉积前以及现今剖面反映喜马拉雅期天山,分别有明显的复活造山现象发生。前者不仅可以看到正是那时的山脉复活上升,才使山前凹陷的白垩系厚度剧增,最厚处可达 3600m 以上,而且在天山北麓还可见

到那时形成的拱曲、块断和断褶带等构造现象(中国科学院地学部,1989)。后者则使第三纪和第四纪地层剧增至 8000m 以上,以至使天山山前凹陷最深处的全部地层厚度达到 14000m,或者更厚。这样,如若设想把天山山前凹陷翻个底朝天放在地平线上,那将是一座比当今天山最高峰托木尔峰(高 7435 m),甚至世界最高峰珠穆朗玛峰还要高得多的大山。这足以说明,天山海西褶皱带是一座自它形成以来不断生长又不断被剥蚀和削平的山脉。

另据宋岩等对准噶尔盆地在南北方向上被挤压而导致地壳缩短的研究(宋岩等,2000),认为海西期挤压运动使准噶尔盆地缩短了 12.4km,而喜马拉雅期则缩短了 17.2km,缩短率分别为 14% 和 19.3%。在尚有刚性基底作抗阻的准噶尔盆地还是如此,介于准噶尔和塔里木地块之间的柔性天山海

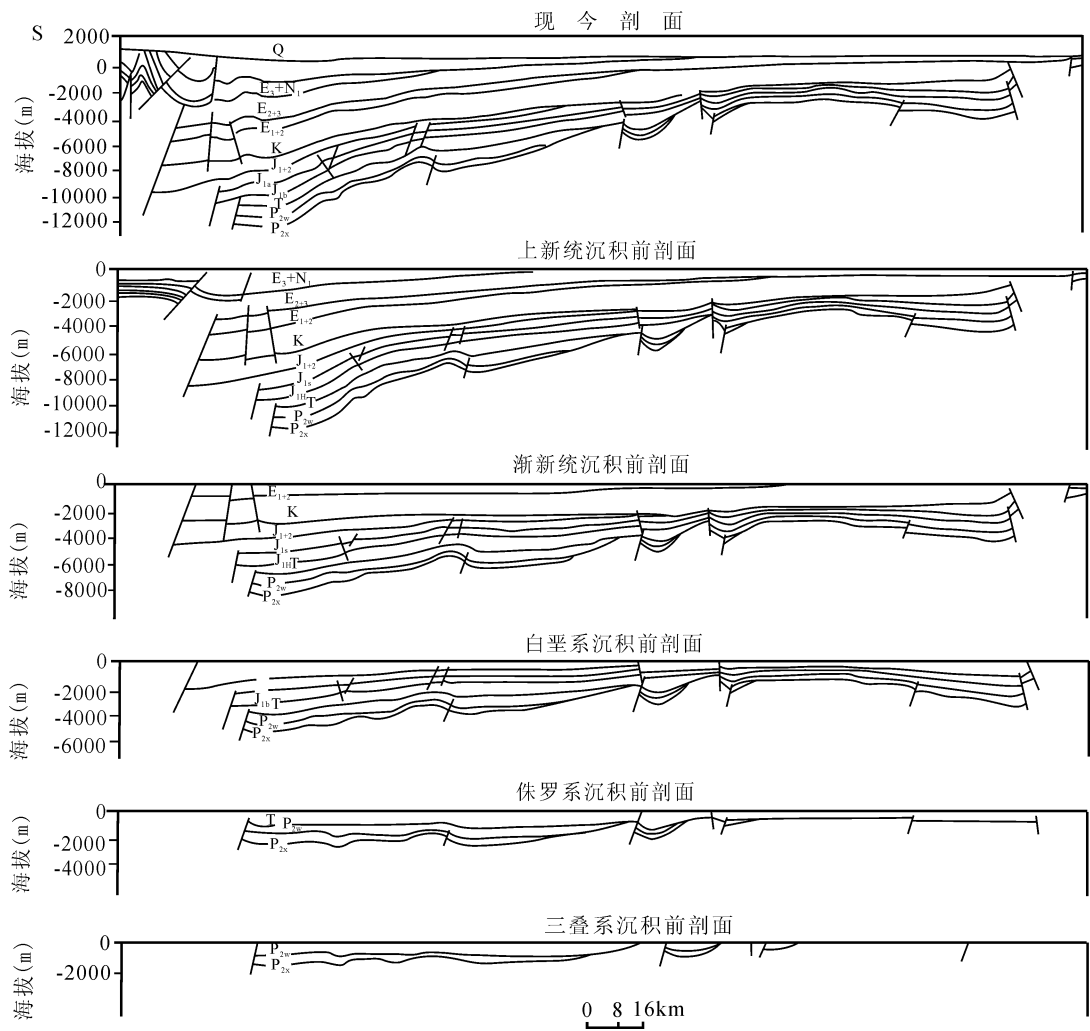


图 5 准噶尔盆地 SN-5 测线构造发育史剖面图(据宋岩等,2000)

Fig. 5 Structural development cross-sections of line SN-5 in Jungar basin (after Song Yan et al. , 2000)

西褶皱带,即使在同等的挤压应力作用下,其在横向上的缩短程度以及在纵向上累计升起的高度有多大是可想而知的。

由于海西期后中国大陆的古生代以及中生代造山带曾普遍遭受过准平原化的剥蚀和夷平,喜马拉雅期使中国地壳不断缩短的构造-地貌梯级大分化又波及到了整个中国范围,所以,在中国复活造山的现象是很普遍的。

3.2 陆内造盆

陆内造盆是和陆内造山相反的一种负向地壳构造活动。陆内造盆和陆内造山的不同之处,除一些盆地的形成也受大陆边缘以外的地球动力作用外,盆地演化则主要受来自大陆内部的地壳或岩石圈均衡作用的控制。新元古代和古生代中国可能发生陆内造盆的地区,中朝、扬子和塔里木克拉通,因内部隆坳分异微弱,沉积物以台地相为主,除个别从大陆

边缘伸入陆内的坳拉槽或裂谷盆地外,陆内并无具有一定规模的盆地形成。所以,中国的主要陆内造盆时期是从海西旋回开始的。按沉积盆地形成的时间顺序和构造样式大致有以下几种模式。

3.2.1 海西地台准平原化过程中在大型山体前方形成山前凹陷式盆地

这类盆地指中国北方在海西地台初形成时由准平原化的填平补齐作用在海西褶皱山前方形成的盆地。上文所说天山山前凹陷的晚二叠世—三叠纪盆地即是如此。此类盆地形成的动力作用主要是在山体重荷压力下,迫使山前地壳向下弯曲所致,并且,随着初始沉降的发展也将在沉积物和水体的负荷下逐渐引起均衡沉降。

3.2.2 海西地台内部坳陷盆地

这类盆地在海西地台形成之初的填平补齐时期业已出现,侏罗纪发展到了极盛。这类盆地大者如

准噶尔。该盆地位于准噶尔地块内部,与天山山前凹陷连为一体,主要沉降作用则由均衡作用引起。又如库车盆地,其形成和准噶尔盆地类似,它一部分坐落于塔里木陆块上,另一部也坐落于天山海西褶皱基底上,并可能与焉耆盆地相连。还有原先同准噶尔盆地连为一体的吐鲁番-哈密盆地,以及北山剪切断裂带以西的其他一些小型盆地,它们多以海西地台上的微陆块为依托而向周围已被夷为准平原的海西或加里东褶皱带上扩展。准平原的丘陵地带为沉积物的主要源地。丘陵之间的河流盆地和位于平原地带汇集流水和沉积物的湖泊盆地,断续相连地覆盖着地台。这类盆地主要是由地壳厚度差异引起均衡调整,在地表形成隆坳分异造成的。

另外,还有中国东部的古生代华北克拉通盆地,海西期纳入海西地台后也转变成了陆内坳陷盆地,在其中发育了晚二叠世—侏罗纪沉积。扬子陆块在其与华北陆块拼接后,在其上也发育了陆内侏罗纪盆地,如川滇盆地,即现在被分化而残余的四川和楚雄盆地。这类盆地的形成也主要是均衡作用,同时也伴有印支-燕山期来自东西两侧的挤压作用。

3.2.3 海西地台内的拉分盆地和裂谷盆地

在北山断裂带以东,河西走廊南北断裂带之间、华北陆块北缘断裂带以及以北各断裂之间分别发育着多条走向北西-北西西、近东西以至东北和北北东的断裂。在燕山运动中受华北东部以郯庐断裂带为主的多条走向北北东的左行剪切-挤压断裂活动的影响,根据各地断层走向变化、基底结构或块体组成差异,分别形成了一些右行或左行走滑拉分盆地,或走滑作用不明显的地堑盆地。它们包括祁连加里东褶皱带北缘与合黎山断裂之间的酒泉、民乐和武威盆地(图6)(王同和,1987)、合黎山断裂以北阿拉善南部的阿不赖和潮水盆地、北山断裂带以银根-额济纳旗盆地为首的盆地群、内蒙东部的二连盆地群,以及早期可能属于拉分盆地,晚期转化为坳陷的松辽盆地。盆地的共同特征是所依托的基底比较复杂,有前寒武纪的、加里东或海西褶皱的,也有跨不同时代基底的,其形成时期多从早、中侏罗世开始,延续于白垩纪或更晚,并且在侏罗纪末多有一程度不等反映燕山中期运动的抬升和沉积间断。它们的形成机制有属于左行或右行剪切-拉张的,也有形成于单纯拉张的和前后时期发生构造反转的,形式比较多样。

3.2.4 复活山脉的山前凹陷盆地

这类盆地多形成于第三纪以来,由印度次大陆

与亚洲碰撞所引起,其特点是多叠加在第三纪前已经存在的中生代或更老的山前凹陷之上,如昆仑山前的喀什盆地、祁连山前的酒泉盆地、天山南北的库车和乌鲁木齐盆地等。这类盆地的填充物多为巨厚的粗碎屑岩。有的也有一定成烃能力,如乌鲁木齐盆地。

3.2.5 喜马拉雅期中国东部大陆边缘内侧的陆内裂谷盆地和外侧的陆缘裂谷盆地

这两类盆地分别指位于中国东部靠大陆内侧的渤海湾-南襄-江汉盆地带和外侧陆缘的南黄海-东海-珠江口盆地带。不过它们并不完全属于陆内变形范围,尤其是后者。它们的形成主要受西太平洋古陆解体影响,使那里的大陆地壳迅速向海洋方向减薄和裂解,但同时也受到印度次大陆的向北推挤,与中国东部之间产生的近南北向右行剪切-拉张作用影响,并利用了燕山中期在那里形成的北北东向左行剪切-挤压断裂使其发生构造反转(赵重远,1990),最终形成这两条呈雁行状排列的右行剪切-拉张盆地带。

3.3 微陆块横向和纵向逃逸造山或造盆

镶嵌在中国海西地台古生代褶皱带中的微陆块,在褶皱带复活造山的水平挤压作用下,根据所在的构造环境和条件,有的发生横向逃逸,有的则发生纵向逃逸。横向逃逸如柴达木地块。受冈瓦纳印度与亚洲大陆南部的碰撞及其后印度板块向北推挤的影响,昆仑山北缘断裂发生右旋走滑,阿尔金断裂发生左旋走滑。在此两条大断裂的联合作用下,柴达木地块发生向东的横向逃逸。在此作用下,柴达木地块西南缘被拉开成深断陷,沉积了始新统的深湖相烃源岩,成为柴达木盆地的主力生油层。

纵向逃逸则有挤出成山和挤入成盆的现象出现。前者如中天山、中祁连山、博格达山、哀牢山等;后者大的如塔里木、准噶尔和柴达木,小的如焉耆和伊宁等盆地。这种性质的陆块,其外部特征一般呈菱形状态,山体无根,而盆地则有较厚的第三纪沉积物填充。不过,所谓山体无根,目前仅在少有的、极不完善的地球物理资料中有所呈现,但尚难作出是否是发生向上逃逸的肯定结论。

4 中国陆内构造变形的地球动力学特征

由上述可见,中国大陆的陆内构造变形和国外所说的陆内或板块内部变形完全具有不同的性质和特征。首先,中国大陆不是一个完整的刚性大陆,而

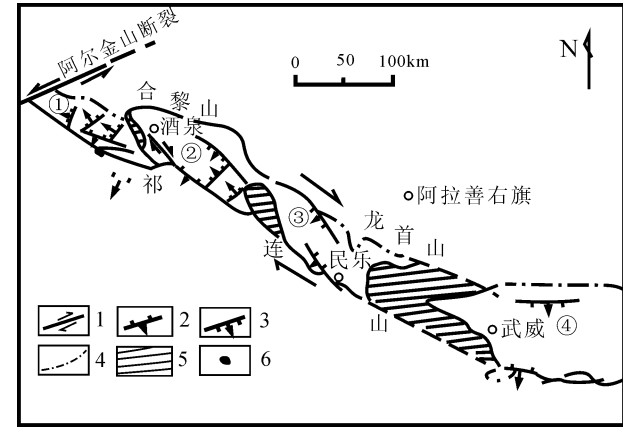


图 6 河西走廊拉分盆地构造略图(据王同和,1987)

Fig. 6 Schematic structure map of the pull-apart basins in Hexi corridor (after Wang Tonghe, 1987)

1—走滑断层;2—逆断层;3—正断层;4—盆地边界;5—断块隆起;
6—油田。盆地名称:①—酒西;②—酒东;③—民乐;④—武威
1—strike-slip fault; 2—thrust fault; 3—normal fault; 4—basin
boundary; 5—faulted uplift; 6—oil field. Basins: ①—Jiuxi;
②—Jiudong; ③—Minle; ④—Wuwei

是一个刚柔不均的镶嵌体;其次,中国大陆的内部构造变形规模十分宏大,不只是在大陆或板块内部形成几个沉积盆地或高原,而是覆盖到了整个中国大陆以及它向中国境外的延伸;第三,中国大陆的陆内变形幅度十分巨大,不只是如板块内部盆地或如 McGetchin 等(1980)统计的世界主要高原数据显示那样,仅向地壳之中深入三两公里或向海平面以上突出一两公里,而是两次在东西方向上使整个中国大陆的构造-地貌发生了高低易位;其最后一次,竟然将中国大陆从其西南部的最低处,即特提斯的滨海低地,和盘托起变成了号称世界屋脊的青藏高原,并在高原之巅撑起了世界第一高峰——珠穆朗玛;第四,中国大陆的陆内构造变形样式、时间、期次和与周围板块运动的性质、时间和期次具有良好的匹配关系,说明促使中国大陆陆内构造变形的动力明显来自中国大陆以外的板块运动,而不是来自中国大陆本身的地下深处。

由此看来,中国大陆的构造变形主要是由周边的洲级规模板块运动所引起。不仅不是深部动力作用引起了地壳上部构造变形,而相反,倒是地壳上部的构造变形引起了地下深处的反应,如重力调整,即地球均衡作用。至于在这种均衡调整中,地球内部圈层的外部形态、内部结构会发生怎样的变化,包括物质发生怎样的流动、交换和侵位,以及内部热动力作用发生怎样的影响、变异和调整,都还须具体研究

和分析。

鉴于中国大陆内部结构和外部构造环境的特殊性,中国陆内变形动力学的研究是否应有一条与世界其余地区不同的路径,即:由外及内地根据中国大陆周围板块运动性质、强度、规模和发生的时间和过程,研究陆内构造变形对它的响应;然后由表及里地根据陆内构造变形的性质、强度、规模和发生的时间和过程,研究地球深部对它的响应,从而达到大陆内部构造变形和其动力作用与周围板块构造背景和地球深部调整的协和和统一,而不是孤立地根据地下深处某一或某些地质现象去附会地表某种地质变异或事件,或者相反。

5 结论

陆内构造变形及其地球动力学机制问题是 20 世纪 70~80 年代以来地学界所关注的一个热点。特别是对洲级板块大型内克拉通盆地形成和演化的动力学机制研究至今也未得到统一认识。也许由于岩石圈结构和地球动力相互作用的复杂性以及人们认识的局限性本身就注定了这一问题很难得到共识。本文对中国陆内构造变形及其动力学机制的探讨,主要强调要以中国地质构造的个性特征为基础,分析中国陆内构造变形与地下深处和周围板块运动的关系。中国大陆不是一个刚性整体,而且被环抱于周围的洲级板块之间,频遭其挤压、剪切和拉伸作用的滋扰和破坏,以致发生规模十分宏大、覆盖了整个中国大陆以及境外延伸的陆内构造变形。在这种情形下,陆内变形受周围板块运动之影响远较来自地球深部的动力直接、容易和深刻;而且,中国大陆的陆内构造变形样式、时间、期次和与周围板块运动的性质、时间和期次也具有良好的匹配关系。因此,中国大陆陆内构造变形研究,首要的是其与周围板块运动的关系。

参 考 文 献

- 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,等. 1999. 中国及邻区大地构造图(1:500 万)及简要说明—从全球看中国大地构造—中国及邻区大地构造图简要说明. 北京:地质出版社,1~50.
- 赵重远. 2005. 试说中国后海西地台的存在和其地质意义. 石油与天然气地质,26(1):16~22.
- 王鸿祯(主编). 1985. 中国古地理图集. 北京:地图出版社.
- 任纪舜,姜春发,张正坤,秦德余(黄汲清指导). 1981. 中国大地构造及其演化. 北京:科学出版社,1~124.
- 马杏垣(主编). 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京:中国地图出版社.
- 周鼎武,赵重远,李银德,翦万筹,叶俭,陈刚. 1994. 鄂尔多斯盆地西南缘地质特征及其与秦岭造山带的关系. 北京:地质出版社,1~176.

赵重远,刘池阳. 1987. 华北克拉通中生代区域地质构造及含油气盆地的形成和演化. 载于西北大学地质系成立四十五周年学术报告会论文集. 西安:陕西科学技术出版社, 399~406.

赵重远. 1990. 中国东部中生代含油气盆地形成和发育的构造背景. 载于赵重远、刘池阳等:华北克拉通盆地形成与演化及其油气赋存. 西安:西北大学出版社, 1~9.

宋岩,王震亮,王毅,房德权,孟繁有,郑建京. 2000. 准噶尔盆地天然气成藏条件. 北京:科学出版社, 1~517.

中国科学院地学部,新疆石油管理局. 1989. 准噶尔盆地形成演化与油气形成. 北京:科学出版社, 27~30.

王同和. 1987. 河西走廊拉分盆地的构造演化与油气分布. 石油与天然气地质, 8(3): 271~280.

Bally A W, P L Bender, T R McGetchin, R I Walcott ed. 1980. Dynamics of Plate Interiors. Geodynamics Series. Volume 1. American Geophysical Union, Washington, D C. Geological Society of America, Boulder Colorado. 1~162.

Bally A W. 1980. Basins and subsidence - A summary. In: A W Bally, P L Bender, T R McGetchin, R I Walcott ed., Dynamics of Plate Interiors. Geodynamics Series, Volume 1: 5~20.

Geoscience Department of Academia Sinica. 1989. Formation, evolution and hydrocarbon accumulation of Junggar basin. Beijing: Scientific Publishing House, 27~30.

Ma Xingyuan (chief editor). 1989. Lithospheric Dynamics Atlas of China. Beijing: China Cartographic Publishing House.

Molnar P, P Tapponnier. 1975. Cenozoic tectonic of Asia: Effects of a Continental collision. Science, 189(4201): 419~426.

Ren Jishun et al. 1981. The geotectonics evolution of China. Beijing: Scientific Publishing House, 1~124.

Ren Jishun et al. 1999. Tectonic map of China and adjacent regions

(1:500000). Beijing: Geological Publishing House.

Ren Jishun et al. 1999. The tectonics of China from a global view-a guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geological Publishing House, 1~32.

Song Yan et al. 2000. The formation conditions of natural gas reservoir in Junggar Basin. Beijing: Scientific Publishing House, 1~517.

Wang Hongzhen (chief editor). 1985. Paleogeographic Atlas of China. Beijing: China Cartographic Publishing House.

Wang Tonghe. 1987. Tectonic evolution and oil distribution of pull-apart basin in Hexi corridor region. Oil & Gas Geology. 8(3): 271~280.

Zhao zhongyuan. 2005. Post-Hercynian platform in China and its geological significance. Oil & Gas Geology. 26(1): 16~22.

Zhao zhongyuan et al. 1987. Mesozoic-Cenozoic regional geological structure, petroliferous basin formation and evolution of North China Craton. In: Zhao Zhongyuan et al(ed.), Symposium on 45th anniversary of Geological Department, Northwest University. Xi'an: Shaanxi Science-Technology Publishing House, 399~406.

Zhao Zhongyuan. 1990. Tectonic settings for the formation and development of the Meso-Cenozoic petroliferous basins in Eastern China. In Zhao Zhongyuan and Liu Chiyang et al(ed.): The formation and evolution of the sedimentary basins and their hydrocarbon occurrence in North China craton. Xi'an: Northwest University Press. 1~9.

Zhou Dingwu et al. 1994. Geological features of southwest margin of Ordos Basin and its relationships with Qinling orogenic belt. Beijing: Geological Publishing House, 1~176.

Tectonic Deformation of Continental Interior and Its Geodynamics in China

ZHAO Zhongyuan¹⁾, JIN Jiuqiang²⁾

1) *Institute of Petroliferous Basin, Northwest University, Xi'an, 710069;*

2) *Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Petro China, Beijing, 100037*

Abstract

The tectonic deformation of Chinese continental interior started mainly from the Late Permian, when the Northern China entered the developing stage of post-Hercynian platform. From the late Indosinian to the Himalayan period, the limits of the continent had expanded to Southern China and the Qinghai-Tibet area along with the closing of the Tethyan Ocean. Though the tectonic deformation of Chinese continental interior had already started during the peneplanation phase of the post-Hercynian platform, the large-scale deformation took place in the middle of Yanshanian cycle and Himalayan cycle. The scope of continent interior deformation can be divided into two grades: one covers the whole continent and the other is local. The former is that the deformation of Chinese continental interior has reformed the features of the tectonics-landform of China twice. The latter resulted in the mountain-making and basin-making, and the vertical and lateral escape of micro-landmass, from which mountains and basins form. According to the features of the continent interior deformation and its relationship with the evolution of regional tectonic settings, the interior deformation of the Chinese continent was caused mainly by the movements of the surrounding plates with a continental scale. Meanwhile, the tectonic response occurring in the deep earth was the result of the crustal or lithospheric isostatic adjustment caused by the structural deformation in upper crust.

Key words: Tectonic deformation of Chinese continental interior; plain-making of continental interior; terrace-making of continental interior; mountain-making of continental interior; basin-making of continental interior; vertical and lateral escape of micro-landmass