

# 构造高差分析原理及其在地学研究中的应用



陈宣华<sup>1)</sup>, 陈正乐<sup>2)</sup>, 邵兆刚<sup>1)</sup>, 张义平<sup>1)</sup>, 李冰<sup>1)</sup>, 丁伟翠<sup>1)</sup>, 王叶<sup>1)</sup>

1) 中国地质科学院, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081

**内容提要:**构造高差分析是构造解析及平衡剖面制作与恢复的基础。长期以来,构造高差并没有一个严格的定义,也缺乏原理性描述;构造高差分析也主要局限在构造地貌和地形高差的分析。本文在分析前人有关构造解析、地貌高差和构造高差研究的基础上,提出构造高程概念,将构造高差定义为构造高程之差,拓展了构造高差的内涵;并将构造高程定义为地质点所在构造形成时的有效深度,通常用相对高程的负值来表示。提出构造高差分析的基本理念,将构造高差的本质理解为构造势能,赋予其时间和空间涵义。由此给出了构造高差的估算方法,以及不同构造环境下构造高程的厘定与构造高差的分析原则,探讨了构造高差的形成与地质作用过程之间的关系。本文提出的构造高差理论拓展了传统构造地质学关于构造高差的认识,为构造高差分析在地球科学研究中的拓展应用给出了理论基础。

**关键词:**构造解析;构造高程;构造高差;构造变形;平衡剖面

构造解析与平衡地质剖面的制作是野外地质调查与构造地质学研究中重要的分析方法。平衡剖面恢复的关键,在于所制作的平衡剖面能够反映真实的地质构造形态,具有“平衡”的特征,可以反映研究观测得到的构造现象以及可能的运动学构造演化历史(Wilkerson et al., 2001)。构造高差分析是构造解析及平衡剖面制作与恢复的基础。长期以来,构造高差并没有一个严格的定义,也缺乏原理性描述。构造高差分析最初主要局限在构造地貌和地形高差的分析,大多为现象级的描述(Cotton, 1950)。近年来,构造高差分析已广泛应用于地表过程如地貌的形成、地形失衡和活动构造等的动力学分析(Zhang Huiping et al., 2017; Zuffetti et al., 2018; Hilley et al., 2019; Simoes et al., 2021),以及地震反射剖面上断层轨迹的确定(Eichelberger et al., 2017);并在构造地貌研究中引入了量化分析的参数和方法(Obaid et al., 2019)。

本文在地形高差的基础上,重新定义了构造高程与构造高差,提出了构造高程与构造高差分析的

基本原理与估算方法,分析了形成构造高差的地质过程与动力学成因,并将这一原理应用于构造解析与平衡地质剖面制作的过程之中。本文主要关注垂向上的构造高差问题;对于构造解析中广泛存在的侧向构造高差问题,还有待今后的研究加以进一步的分析。

## 1 构造解析与构造高差分析的提出

构造解析是一种分析和解释构造要素空间关系和形成规律的方法学,包括对构造现象的几何学、运动学和动力学的分析(马杏垣,2004)。构造解析强调多尺度、多维度、多层次、多体制、多因素、多世代构造的全方位动态综合分析的原则,具有应用多学科方法(包括地质、地球物理、地球化学、遥感和钻探等)综合集成、并从二维分析向三维和四维分析发展的趋势。粗略地说,构造解析的尺度可分为巨型(含全球尺度)、大型、中型、小型(含露头尺度)、微型(显微型)和超微型等;构造解析的层次包含了地表、浅层、中层、深层和超深层等。通过构造解析可以最终

注:本文为国家重点研发计划“深地资源勘查开采”重点专项项目(编号2018YFC0603701)、中国地质调查局地质调查项目(编号DD20160083和DD20190011)和深部探测技术与实验研究专项(编号SinoProbe-08)联合资助的成果。

收稿日期:2021-11-01;改回日期:2021-11-23;网络发表日期:2022-01-19;责任编辑:刘俊来;责任编辑:蔡志慧。

作者简介:陈宣华,男,1967年生。博士,研究员,博士生导师,主要从事构造地质学、矿产资源科学和深部探测研究。E-mail: xhchen@cags.ac.cn。

**引用本文:**陈宣华,陈正乐,邵兆刚,张义平,李冰,丁伟翠,王叶. 2022. 构造高差分析原理及其在地学研究中的应用. 地质学报, 96(1): 284~296, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2022113.  
Chen Xuanhua, Chen Zhengle, Shao Zhaogang, Zhang Yiping, Li Bing, Ding Weicui, Wang Ye. 2022. Theory of tectonic relief analysis and its application in geosciences. Acta Geologica Sinica, 96(1): 284~296.

达到构造综合,以全面了解地质构造的演化过程和形成方式、发生条件和形成机制,并探讨构造变形的应力条件与动力学背景。

平衡地质剖面技术为构造解析提供了基本的思路与方法(Dahlstrom, 1969)。构造平衡剖面通过对地层的构造发育历史进行反演和正演来计算不同期次构造运动对地层产生的应变变量。在平衡剖面的构造复原过程中,一般涉及两个假设条件,即变形期间面积不变和体积不变。平衡剖面恢复技术可用来检验地震剖面解释方案的准确性。断层相关褶皱理论是构造解析与平衡剖面制作的一个重要原则(Wilkerson et al., 1991; 陈宣华等, 2010)。

传统的平衡剖面技术主要应用于逆冲断层和正断层发育地区,而不适用于走滑断裂发育的区域。近年来,在平衡地质剖面构造分析的基础上,已有学者在考虑区域平面上的地质构造平衡问题,特别是针对走滑断裂发育的区域进行平面上的地质构造平衡重建(例如, Yakubchuk, 2008)。实际上,基于板块构造理论的全球超大陆演化历史重建,主要是全球尺度上的平面构造平衡问题,同时也涉及与俯冲带等有关的平衡剖面问题。在走滑断裂发育区域,可以通过平面上的地质构造平衡分析与重建,结合剖面上的平衡分析与构造重建,探讨区域构造的演化历史(例如,何国琦等, 1995)。

## 2 构造高差原理

### 2.1 基本理念

高差是一个地貌学的概念,指的是两点之间的高程之差,即终点高程减去起点高程,如 topographic relief (Davis et al., 2012; Zhang Huiping et al., 2017; Cao Kai et al., 2019; Hilley et al., 2019; Simoes et al., 2021);这是一个静态的地势概念。地貌特征是构造运动(/气候)过程的敏感响应。构造地貌学不仅研究由于静态的高差形成的构造地貌(包括断层、褶皱、火山、熔岩、丹霞等地貌)特征,也研究地貌的变化即动态的构造地貌及次生构造地貌的形成过程(Simoes et al., 2021)。

传统的构造地貌分析方法主要通过河流阶地、地貌阶梯、夷平面、古溶洞、水系格局及相关建造分析,来重塑现今构造地貌的形成与演化过程、侵蚀与堆积过程,剖析其新构造与活动构造运动历史。其中,构造高差是一个重要的概念。

构造高差是基于构造高程而推演得到的概念,其英文表达有 tectonic relief (Ufimtsev, 2006,

2007; Szymanowski et al., 2019) 和 structural relief (Rowland et al., 2007; Davis et al., 2012; Eichelberger et al., 2017; Zhang Huiping et al., 2017) 两种。一般可以认为, structural relief 是由于褶皱或断层作用而引起的高程之差 (Rowland et al., 2007)。但是,前人还没有给出构造高程和构造高差的明确定义。Ufimtsev (2006) 将 tectonic relief 翻译为“构造地势”;并直接用地理高程来代表构造高差 (Ufimtsev, 2006, 2007)。陈宣华等 (2017) 给出了构造高差的初步概念。这里,我们采用“构造高差”术语,并尝试给出构造高程和构造高差的明确定义如下。

定义一:构造高程(tectonic elevation)是地质点所在构造形成时的有效深度,通常用高程(或海拔)的负值来表示。它是一个相对高程值,其量值可以通过一个相对不变的点来加以计量,并以深度为正值。通常将统一地表(海拔为 0 m)的构造高程标注为零。

定义二:构造高差(tectonic relief)是两个地质点之间的构造高程之差。构造高差是一个相对的概念,不是一个绝对值;它是由于地质过程和构造运动造成的两个地质点之间的构造高程之差,反映了构造势能(含重力势能)的差别。

显然,更为复杂的构造高差定义,是在简单的高程差别之外,附加一个由于构造应力作用而造成的势能差别。这在处理微观问题时非常有用;但是在处理较为宏观的地质问题时,利用构造高程来简单地进行构造高差分析,是一个可行的一级近似。

### 2.2 构造高差的估算

根据构造高差的定义,可以在设置一个共同的构造高程零点的基础上,简单地通过两个地质点之间的构造高程相减来计算它们之间的构造高差。例如,出露于地表的含金刚石榴辉岩样品(地质点 A'),由于其形成的深度可能达到 200 km 之深,因此,如果它现在仍处在形成时的深度(记为地质点 A),那么, A 点与浅地表的沉积物(地质点 B)之间就可能存在近 200 km 的构造高差。这也许是我们在地表所能见到的绝对值最大的构造高差。其他地质点之间构造高差的计算,可以以此类推。计算公式如下:

$$TR_{A-B} = H_A - H_B + F(X_{A-B}) + F(Y_{A-B}) + F(Z_{A-B}) + F(\dots)$$

其中,  $TR_{A-B}$  为地质点 A 与地质点 B 之间的构造高差,  $H_A$  为地质点 A 的构造高程,  $H_B$  为地质点 B

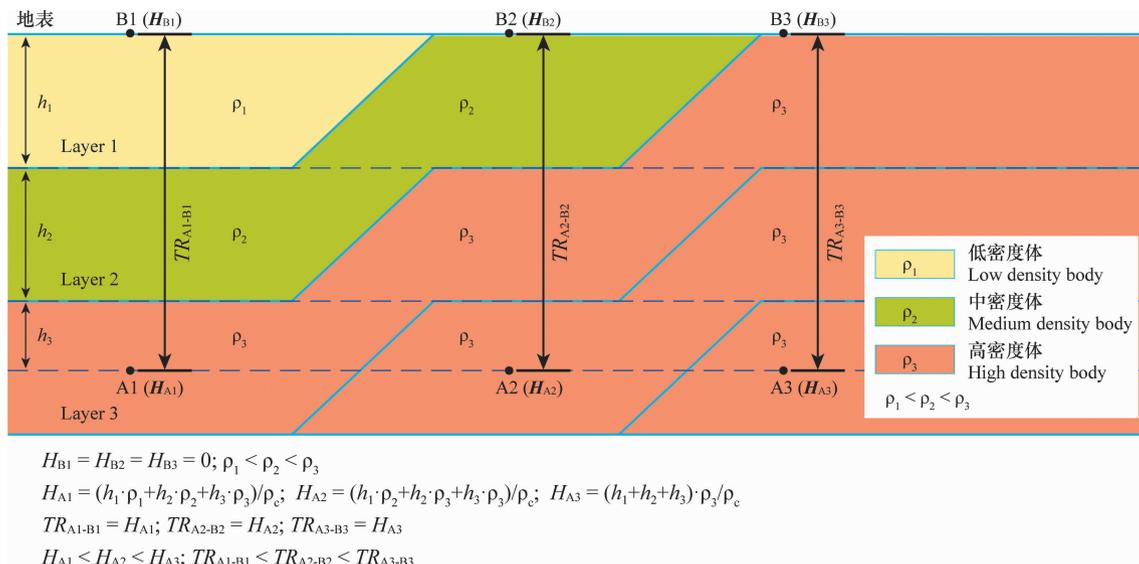


图1 构造高程与构造高差计算图解

Fig. 1 Diagram of tectonic elevation and tectonic relief

B1, B2, B3 设置为地表同一海拔高程,其构造高程分别为  $H_{B1}$ 、 $H_{B2}$ 、 $H_{B3}$ , 这里设为 0(海拔 0 m); A1, A2, A3 设置为地下同一海拔高程,其构造高程分别为  $H_{A1}$ 、 $H_{A2}$ 、 $H_{A3}$ 。地表与地下之间共分为 3 个密度层,其密度分别为  $\rho_1$ 、 $\rho_2$ 、 $\rho_3$ , 图中给出经密度校正的构造高程计算公式。以不同密度体  $\rho_1$ 、 $\rho_2$ 、 $\rho_3$  的高度  $h_1$ 、 $h_2$ 、 $h_3$  为代表, B1 与 A1、B2 与 A2、B3 与 A3 之间具有各自不同的地壳结构;  $\rho_c$  为地壳平均密度。  $TR_{A1-B1}$ 、 $TR_{A2-B2}$ 、 $TR_{A3-B3}$  分别为 A1 与 B1、A2 与 B2、A3 与 B3 之间的构造高差

B1, B2 and B3 are set at the same altitude on the surface (0 m), with tectonic reliefs of  $H_{B1}$ ,  $H_{B2}$ , and  $H_{B3}$ , respectively. A1, A2 and A3 are set at the same altitude underground, with tectonic reliefs of  $H_{A1}$ ,  $H_{A2}$ , and  $H_{A3}$ , respectively. It is divided into three density layers between the surface and underground, with their densities of  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ , and  $\rho_3$ , respectively. Tectonic relief functions with density correction are given. Represented by the heights  $h_1$ ,  $h_2$ , and  $h_3$  of different density bodies ( $\rho_1$ ,  $\rho_2$ , and  $\rho_3$ ), there are different crustal structures between B1 and A1, B2 and A2, and B3 and A3;  $\rho_c$  is average density of the Crust.  $TR_{A1-B1}$ ,  $TR_{A2-B2}$ , and  $TR_{A3-B3}$  are tectonic reliefs between A1 and B1, A2 and B2, A3 and B3, respectively

的构造高程,  $F(X_{A-B})$  为基于变量  $X_{A-B}$  的构造高差补充项,  $F(Y_{A-B})$  为基于变量  $Y_{A-B}$  的构造高差补充项,  $F(Z_{A-B})$  为基于变量  $Z_{A-B}$  的构造高差补充项,  $F(\dots)$  为基于其他变量的构造高差补充项。  $X_{A-B}$ 、 $Y_{A-B}$ 、 $Z_{A-B}$  等可以是与时间( $t$ )、密度( $\rho$ )、温度( $T$ )等有关的变量。一般来说,  $F(X_{A-B})$ 、 $F(Y_{A-B})$ 、 $F(Z_{A-B})$  和  $F(\dots)$  是  $H_A - H_B$  的函数, 即  $F(X_{A-B}) = (H_A - H_B) \cdot X_{A-B}$ , 其他以此类推。图 1 给出以密度差异作为主要补充项的构造高程与构造高差计算分析的一般图解。

传统意义上的构造高差主要指的是构造地貌上的高差, 如一个褶皱(特别是背斜)的核部与翼部相同层位地层之间的高程之差。俄罗斯学者 Ufimtsev 通过剔除剥蚀效应, 编制了尼泊尔喜马拉雅及周缘地区的构造高差图(Ufimtsev, 2006), 主要用来分析新构造运动的变形效应; 其编制的中亚地区构造高差图件, 赋予了地形地貌的构造意义。

岩石密度( $\rho$ )是计算构造高差所需要的一项重要参数。在只考虑岩石密度和深度变化的时候, 可

以通过下式, 计算地壳内部两个地质点之间的构造高差:

$$TR_{A-B} = (H_A - H_B) \cdot G_{A-B} / \rho_c$$

其中,  $H_A$  和  $H_B$  分别为地质点 A 与 B 的海拔高程的负值,  $G_{A-B}$  为地质点 A 与 B 之间在垂向上的单位体积岩石柱重量(单位为  $\text{kg}/\text{m}^3$ ), 与岩石密度有关, 可以用 A 与 B 之间的平均密度来表示( $\rho_{\text{average}}$ );  $\rho_c$  为地壳平均密度。根据全球地壳模型 CRUST1.0 计算的全球地壳平均密度为  $2830 \text{ kg}/\text{m}^3$ , 而全球洋壳的平均密度为  $2860 \text{ kg}/\text{m}^3$ , 全球大陆地壳(含大陆架)的密度为  $2790 \text{ kg}/\text{m}^3$  (Tenzer et al., 2015)。在计算大陆地区的构造高差或区域问题的时候, 可以将大陆地壳平均密度  $\rho_c = 2790 \text{ kg}/\text{m}^3$  或研究区的区域地壳平均密度, 作为一个参考系数来使用。由此计算的  $TR_{A-B}$  单位为 m, 为经过地壳密度校正的壳内地质点之间的构造高差值。岩石平均密度越大(如榴辉岩等), 其相同垂向海拔高差的单位体积岩石柱重量越大, 构造高差越大。不过, 在日常不够严谨的科学研究中, 我们经常忽略岩石密度的影响,

而直接利用海拔高程来计算构造高差;严格来说,这只能是构造高差的近似表达。

### 2.3 历史构造高程与构造高差相对时间的变化

由于构造高程是一个随时间变化的物理量(即,时间函数),因此,构造高差也是一个具有时间含义的物理量。例如,出露于地表的含金刚石榴辉岩样品(地质点 A),其现时的构造高程是与浅地表的沉积物(地质点 B)基本一致的;但是,为了达到它们之间的构造高程一致,中间经历了从该榴辉岩形成到剥露至地表的复杂过程。其中,地质点 A 在历史上曾经达到的  $A_0$ 、 $A_1$ 、 $A_2$ 、 $A_3$  等过渡点,它们与地质点 B 之间均存在不同的构造高差,反映了地质过程和构造运动的历史变化。因此,这里给出历史构造高程的定义如下:

定义三:历史构造高程(historical tectonic elevation)是地质点在地质历史时期( $t$ )的有效深度(即  $H_t$ ),以现代统一地表(海拔为 0 m)的构造高程(0 m)为参考,通常用高程(或海拔)的负值来表示。

同时,需要一个相对时间变化的构造高差,即历史构造高差,定义如下:

定义四:地质点 A(由其产出的岩石为代表)的历史构造高程( $H_{A(t)}$ )与现时构造高程( $H_{A(t_0)}$ )之差,即为历史构造高差,记为  $TR_{A(t \rightarrow t_0)}$ 。

因此,地质点 A 的历史构造高差相对时间的变化率,记为  $R_{TR}$ ,可表达为:

$$R_{TR} = d(TR_{A(t \rightarrow t_0)})/dt$$

其中, $dt$  为造成历史构造高程的时间差。

因此,历史构造高差具有非等时性涵义。也就是说,现在近在咫尺的两个地质点,它们之间的现时构造高程可以是很小或零,但是,由于它们具有各自不同的形成过程,在它们之间存在着已经被构造运动抹平消失了的历史构造高差。历史构造高程和构造高差是构造势能的具体表现。

## 3 沉积、岩浆与变质作用构造高程的厘定及构造高差的形成

根据前述定义,构造高程是一个随时间变化的变量,指的是地质点(地质样品)在某一地质时代的相对高程位置,以当时海拔高程的负值即深度来表示,如统一地表(海拔为 0 m)及以上的高程、浅部地下、上地壳、下地壳、上地幔、下地幔或地核等;既可以是较为精确的海拔高度,也可以是比较概括的定性描述,其时间和高程的精度主要视问题的性质而定。

### 3.1 沉积岩构造高程

沉积岩主要通过沉积岩相和沉积地层柱的发育历史及其剥蚀量来确定沉积岩在不同历史阶段的构造高程。在地层出露比较齐全、地层厚度相对稳定的地区,使用标准地层柱来推测上覆岩层的厚度,是一个比较可靠的方法。在某一个特定的地质时代,不同岩相的沉积岩可能具有不同的形成深度(或高程),也构成了相对的构造高程。

在一个静水沉积盆地,由于沉积物的不断充填,形成沉积地层柱,使得原先沉积的地层处于构造高的位置(以深度为正值),构成了与正在沉积地层(构造高程约为零)之间的构造高差。随着沉积作用过程的渐进发展,原先沉积的物质具有越来越大的构造高程(即有效深度),造成其与地表沉积物之间的构造高差不断升高。

### 3.2 岩浆岩构造高程

就侵入岩来说,可以通过岩浆岩矿物组合和岩相等来推测其就位时的相对深度,包括潜火山岩相、浅成斑岩相和深成岩相等,具体可以通过矿物温压计和热年代学体系等来计算厘定其侵位与剥露的相对深度,从而确定其相对的构造高程。就火山岩而言,其构造高程可以通过其本身的岩相、伴生沉积岩相及地层时代来确定,即与沉积岩等同。

就构造高差而言,岩浆侵位的过程是一个岩浆物质的构造高程不断下降、也即与地表的构造高差不断缩小的过程;而岩浆的喷出将造成岩浆物质(火山岩)具有与地表一致的构造高程,即构造高程归零,与地表的构造高差消失。岩浆的侵位与喷出,是岩浆物质的构造势能释放,同时也造成了其与源区物质之间的构造高差。

### 3.3 变质岩构造高程

可以通过变质岩的变质矿物共生组合和  $P$ - $T$ - $t$  轨迹来表征其构造高程及其随时间的变化情况。变质矿物温压计是计算变质作用温度与压力变化历史的主要依据,而高温高压岩石相变实验研究是其重要的基础。进变质作用导致变质程度的提升,同时构造高程不断增加。反之,退变质作用是变质岩石向浅表的折返与构造高程减少的过程;抬升剥蚀并出露地表的变质岩石,其构造高程归零。

一般来说,随着深度变化,变质岩相由绿片岩相向角闪岩相、麻粒岩相变化,并在构造增压情况下出现蓝闪石片岩相和榴辉岩相;期间也伴随着变质岩石密度等参数的变化。因此,可以通过变质岩相来大致确定变质岩的构造高程,从而有效计算构造

高差。

## 4 构造运动过程中构造高差的形成

### 4.1 变形岩石的构造高程

前人研究表明,不同类型的变形岩石出现在不同的深度和构造作用域,即具有不同的变形深度,由此,可以用变形深度来确定变形岩石的构造高程。例如,Sibson(1977)提出断层的双层模式,将断层形成环境分为上部脆性域和下部准塑性域两部分。脆性域(0~10/15 km)上部0~4 km,形成断层泥和未黏结的断层角砾。下部4~10/15 km形成碎裂岩和断层角砾岩。准塑性域(10/15 km以下)形成糜棱岩和变余糜棱岩。Mattauer(1980)根据岩石的变形机制,将地壳划分为三个构造层次:①上构造层次(海平面以上)为脆性变形机制,形成脆性断裂区;②中构造层次(0~3.5 km)为弯滑变形机制,形成同心、等厚褶皱。岩石未经压扁,褶皱无轴面劈理;③下构造层次(3.5~11 km)分上、下两段,上段(3.5~10 km)为压扁机制,形成不等厚褶皱,褶皱伴随轴面面理(板劈理和片理),下段(>10 km)为流动机制,形成流动褶皱和深熔花岗岩。

大量的实验研究得到了有关地壳的流变分层信息(如图2右侧的完整岩石模式;Kohlstedt et al., 1995)。断层核(fault core)流变模式(图2左侧剖面;Bos et al., 2002),给出了断层发育的深度范围,其中的中地壳“摩擦-黏滞”域较宽。暴露地表的古断层核地质调查与相似断层岩的实验研究表明,岩石蚀变弱化作用首先发生在中地壳断层网络的单个矿物颗粒上(形成绢云母和黏土等),它们的相互连接将这一效应传播到更大尺度,导致了宏观断层的形成(Holdsworth, 2004)。

不同岩性的岩石可能具有不同的韧脆性转化深度:长英质岩石的韧脆性转化深度约为15 km;基性岩石的韧脆性转化深度为约为30 km;超基性岩石的韧脆性转化深度约为40 km(Rutter et al., 1992)。由此也提供了根据变形岩石的韧脆性变形特征来判断分析其形成时构造高程的途径。这时,变形深度就代表了岩石的构造高程。

构造层次和构造变形分层模式的建立,以及不同层次和深度上岩石变形特征的界定(包括一系列变形温压计),可以用来大致确定不同类型构造变形及其载体(即,变形岩石)的不同深度范围,从而给出其大致的构造高程,用于构造高差的分析。

### 4.2 断层活动过程中构造高差的形成

正断层和拆离断层作用造成原来处在同一高程上的上盘具有比下盘较大的构造高程,从而形成正的构造高差,与断层的垂向断距相当。例如,环鄂尔多斯盆地分布的新生代裂谷系,如银川裂谷系、汾渭裂谷系等,其裂谷内部基底具有与周缘山系之间巨大的构造高差,并形成显著的构造地貌特征(Zhang Jin et al., 2014; Shi Wei et al., 2020)。我国西北地区广泛发育的白垩纪断陷盆地,其盆地基底与周缘山系之间的构造高差,近似等于盆地内部的同时代沉积层厚度。在青藏高原北缘的阿尔金山东段,由于中生代拉配泉拆离断层的南北向两期拆离作用(约220~187 Ma和100 Ma),造成断层北侧太古宇-元古宇变质基底与南侧侏罗纪盆地沉积之间的巨大构造高差(Chen Xuanhua et al., 2003)。

逆断层或逆冲断层造成原来处在同一高程上的断层下盘与上盘之间具有正的构造高差。随着逆冲断层从深处成核部位向上部的逐步扩展,构造高差也逐渐增大。在山前冲断构造带,由于各种断层相关褶皱和三角带构造的发育,使得褶皱的沉积盖层可以是连续的,但是,逆冲断层的上盘与下盘之间却存在着较大的构造高差(罗金海等, 1999; 陈宣华等, 2019a)。例如,在青藏高原东南部,玉龙逆冲断层带山前具有1.8~2.4 km的地貌高差,其大部分可能形成于晚渐新世至早中新世(约28~20 Ma)的逆冲断层作用过程中(Cao Kai et al., 2019)。

走滑与平移断层对构造高差的贡献较小,其断层两盘的构造高程可以仅有细微的差别。不过,大型走滑断层的发育过程,可能将在较大程度上引起断层两侧的构造高差。例如,阿尔金山断裂走滑过程中伴随的隆升作用,有可能为柴北缘和南阿尔金山超高压变质岩石的折返和出露地表做出贡献(Yin An et al., 2007)。其中,阿尔金山断裂可能起到了类似剪刀型断层的作用(杨经绥等, 2006)。喀喇昆仑断裂的走滑作用过程,可能伴随了两侧地块的相对抬升,导致喜马拉雅超高压变质岩石的折返和剥露(杨经绥等, 2006)。中国东部巨大的郯庐断裂,其左旋走滑位移伴随的抬升运动,可能是导致大别-苏鲁超高压变质带超高压变质岩石的最后折返和剥露的重要因素(杨经绥等, 2006)。

活动构造和地震活动过程中的断层作用(faulting)也将产生构造高差。例如,在伊朗-伊拉克交界的Lurestan-Kurdistan地区,一条大的壳内断层控制了Zagros山脉的山前主要地貌特征的发

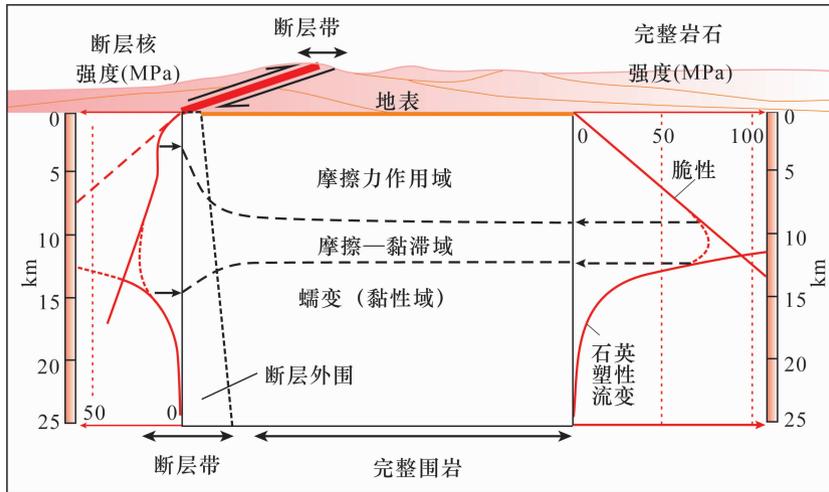


图 2 断层微观物理学与构造高程(据 Holdsworth, 2004 修改)

Fig. 2 Microphysics of faults and tectonic elevation(modified after Holdsworth, 2004)

右侧为基于传统脆—塑性流变学的实验强度-深度剖面(据 Kohlstedt et al., 1995);左侧为直立断层带的强度剖面,其中,具有弱的、充满流体的蚀变断层带特征的中地壳“摩擦-黏滞”域范围变宽,断层带向深部跨度变宽(据 Bos et al., 2002)

Right side are experimentally derived strength-versus-depth profiles for intact rock (after Kohlstedt et al., 1995) based on traditional brittle-plastic rheology; Left side are strength profiles for a vertical fault, with a broadened mid-crustal “frictional-viscous” regime characteristic of a weak, fluid-infiltrated and altered fault zone, and widening of the fault zone down to the depth (after Bos et al., 2002)

育,在 2017 年 11 月 12 日更是发生了大地震( $M_w = 7.3$ ),产生局部约 1 m 的地表抬升。构造地貌分析和计算模拟的结果显示,山前显著的构造陡坎主要形成于地震伴随变形过程中的偶发性增长(Basilici et al., 2020);山脉的生长和缓慢隆升而造成的巨大构造高差,则可能主要受连续变形的控制。

### 4.3 褶皱变形过程中构造高差的形成

褶皱构造变形,包括向斜和背斜的形成,在原先平坦的同时代沉积地层之间造成了构造高差。一般来说,背斜构造的核部具有比两翼较低的构造高程,形成负的构造高差;向斜则反之。褶皱构造的振幅,代表了褶皱变形的最大构造高差。在更为复杂的斜歪褶皱和平卧褶皱发育过程中,可能还需要引入“侧向构造高差”的概念。也即,本文前述的构造高差,主要是垂向上的构造高差;在斜歪和平卧褶皱发育期间,垂向上的构造高差将转化为侧向上的构造高差,即“侧向构造高差”(这里暂不展开)。

在断层相关褶皱形成过程中,断坡的高度决定了褶皱的振幅,也决定了褶皱引起的构造高差(Rowland et al., 2007)。科罗拉多高原的周缘和内部发育一种特殊的单斜构造(monocline)褶皱形态,非常壮观,其高差通常超过 1 km,甚至可高达 3 km(Davis et al., 2012)。张北航等(2021)将这种 Monocline 称为“单褶”构造。在怀俄明西南部, Absaroka 逆冲断层吸收了几十千米的走滑位移量,

也造就了一系列具有几千米构造高差的褶皱(Davis et al., 2012)。在加利福尼亚 Parkfield 的 Kettleman 山附近,Kettleman 北的穹状背斜具有约 1250 m 的构造高差,而整个复背斜的构造高差高达约 6 km(Davis et al., 2012)。

### 4.4 构造变形的沉积响应与构造高差的形成

在山前冲断带等构造部位,生长地层是对褶皱和逆冲断层等构造作用的沉积响应,记录构造变形(如褶皱翼旋转)的时间,也可以用于褶皱生长速率和冲断速率的定量计算(Suppe et al., 1992;罗金海等, 1999;Bernal et al., 2002;何登发等, 2005;陈宣华等, 2019a;张义平等, 2019)。

处在我国中央造山带中部的南秦岭与四川盆地北缘,存在中生代两期构造事件。其中,三叠纪生长地层是印支期构造挤压事件的沉积响应(图 3 中 GS1;张义平等, 2019),使得四川盆地成为米仓山陆内造山带的前陆盆地。侏罗系生长地层记录了燕山期构造挤压即燕山运动的构造变形(图 3 中 GS2),四川盆地成为燕山期类前陆盆地。隐伏逆冲断层作用将元古宇米仓山杂岩抬升至 2 km 海拔高山之上,与四川盆地前寒武纪基底之间产生大于 14 km 的构造高差(图 3)。隐伏逆冲断层作用导致了米仓山背斜和大两会背斜的形成,使得米仓山背斜核部已剥蚀的晚古生代一早中生代沉积与四川盆地中生界底部之间存在至少 19 km 的构造高差(图 3)

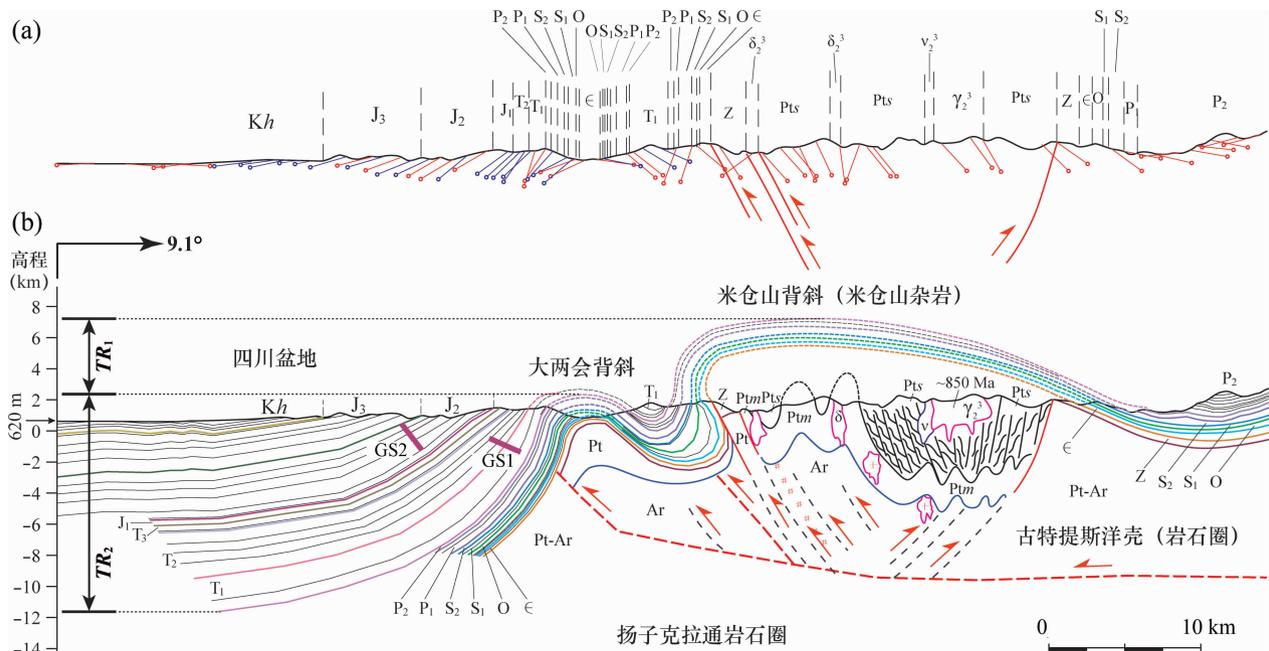


图3 四川盆地北缘逆冲断层、褶皱作用与生长地层的构造高差分析(修改自张义平等, 2019)

Fig. 3 Analysis of growth strata and tectonic relief on the northern margin of the Sichuan basin

(modified after Zhang Yiping et al., 2019)

(a) 实测剖面上的地层产状; (b) 构造地质剖面。地表以上虚线部分为通过平衡恢复剖面的推测地层; GS1—印支期生长地层; GS2—燕山期生长地层;  $TR_1$ —米仓山背斜与大两会背斜之间的构造高差(约5 km);  $TR_2$ —四川盆地北缘三叠系底面的构造高差(约14 km); Kh—白垩系汉阳铺组;  $J_1 \sim J_3$ —侏罗系下统至上统;  $T_1 \sim T_3$ —三叠系下统至上统;  $P_1 \sim P_2$ —二叠系下统至中统;  $S_1 \sim S_2$ —志留系下统至中统; O—奥陶系;  $\epsilon$ —寒武系; Z—震旦系; Pt—元古宇; Pts—中元古界火地垭群上两组; Ptm—中元古界火地垭群麻窝子组; Ar—太古宇;  $\gamma_2^3$ —新元古代花岗岩;  $\delta_2^3$ —新元古代闪长岩;  $v_2^3$ —新元古代辉长岩

(a)—Stratum occurrence on measured profile; (b)—structural geological cross section. The dashed lines above the surface are inferred strata through restoration of balanced section; GS1—Indosinian growth strata; GS2—Yanshanian growth strata;  $TR_1$ —tectonic relief (~5 km) between the Micangshan and Dalianghui anticlines;  $TR_2$ —tectonic relief (~14 km) of Triassic bottom in northern margin of the Sichuan Basin. Kh—Hanyangpu Formation of Lower Cretaceous;  $J_1 \sim J_3$ —the Jurassic from Lower to Upper;  $T_1 \sim T_3$ —the Triassic from Lower to Upper;  $P_1 \sim P_2$ —the Permian from Lower to Middle;  $S_1 \sim S_2$ —the Silurian from Lower to Middle; O—Ordovician;  $\epsilon$ —Cambrian; Z—Sinian system; Pt—Proterozoic; Pts—Shangliang Formation of Mesoproterozoic Huodiya Group; Ptm—Mawozi Formation of Mesoproterozoic Huodiya Group; Ar—Archean;  $\gamma_2^3$ —Neoproterozoic granite;  $\delta_2^3$ —Neoproterozoic diorite;  $v_2^3$ —Neoproterozoic gabbro

中  $TR_1 + TR_2$ )。在米仓山背斜与大两会背斜之间, 更是存在大约 5 km 的构造高差(图 3 中  $TR_1$ )。

#### 4.5 板块俯冲作用与陆陆碰撞过程中构造高差的形成

大洋板块的俯冲具有与逆冲断层类似的构造效应, 使得俯冲洋壳等物质的构造高程(即深度)不断升高, 其相对于某一不变点的构造高差也在不断增大。在安第斯地区, Nazca 板块在南美板块之下的俯冲, 导致大型逆冲断层系和阶梯状地貌的发育, 造成了切穿地球表面的巨大构造高差(垂向 13 km)、大逆冲地震事件( $M_w > 8.5$ )和典型的安第斯造山带(Armijo et al., 2015)。

东亚大陆是全球构造最复杂、构造地貌最丰富、地质灾害最严重、气候环境最多变的地区之一, 发育

了晚白垩世—古新世新特提斯洋板块向北俯冲、新生代印度-亚洲大陆碰撞和中-新生代太平洋板块持续向西俯冲等作用过程(Yin An, 2010; 张培震等, 2014)。新生代印度-亚洲大陆碰撞及印度板块的持续楔入, 导致青藏高原南部和中部地壳增厚, 形成“原青藏高原”等显著的高原隆升地貌(Molnar et al., 1975; Yin An et al., 2000; Tapponnier et al., 2001; Wang Chengshan et al., 2008; 张培震等, 2014), 造成了青藏高原与周缘盆地系统之间的显著地形高差; 由此造成了高原内部与周缘盆地之间构造高程的变化, 它们之间的构造高差在不断增大。中-新生代太平洋板块持续的向西俯冲和印度板块的持续向北楔入, 造成东亚大陆与周缘块体之间的巨大构造高差, 可能是该地区构造失稳与地震

活动频繁的内在原因。

## 5 构造高差分析在地质研究中的应用

多因素控制下的复杂地质过程,例如,构造挤压或伸展体制下的盆山系统,发生褶皱-逆冲作用或伸展-裂谷作用,以及相伴生的岩浆侵入作用、剥蚀作用与沉积成盆作用,造成了系统性的构造高差综合效应,使得构造高差的分析更为复杂化。同时,构造高差的存在也是造成构造失稳、形成地质非稳定性和灾害的重要原因。

构造高程是构造势能(含重力势能)的一种表达方式;而构造高差则是构造势能差别的具体表征,可用来反映过去构造运动的剧烈程度、未来构造运动的潜在趋势,以及地质点之间的相对稳定状态。因此,可以应用构造高差分析的理念来进行一系列正、反演地质问题的构造解析。构造高差分析是构造解析与平衡剖面制作的一个重要原则与方法;平衡地质剖面复原的过程,实际上就是构造高差再平衡的过程。构造高差分析与构造解析是平衡剖面制作的重要前提(陈宣华等, 2017)。构造高差分析可以应用于以下诸多领域(但不限于这些领域)。

### 5.1 野外地质调查与构造解析

地质调查过程就是基于地质原理而进行的野外观测。毋庸置疑,所有的观测都是带观点的观测;没有观点的观测实际上是不存在的或无法进行的。所以,观测与解释经常难以区分,将观测与解释加以绝对化的分割也是不现实的。因此,基于原理和合理的解释来进行野外的观测,显得非常必要。在野外应用沉积、变质、断层活动和褶皱变形等地质过程中构造高差的形成原理,有助于对构造现象和地质过程的综合认识与深入理解,构成联系观测与解释的逻辑桥梁,从而深化构造地质学研究。构造高差分析方法的应用,可避免构造解析的表面化;从而为动力学分析提供基础信息和基本素材。构造高差分析方法可广泛应用于野外进行的构造分析之中。实际工作中,更多地涉及到历史构造高差的分析,即,利用地质历史上曾经存在或虚拟存在的构造高差,分析构造关系与演化历史。例如,可以借助两个地质点之间构造面的几何(产状)关系与构造高程关系(图 1),通过构造高差分析来判断构造面的性质和可能的构造运动过程,如正断层与逆冲断层作用。现时存在构造高差(包括地貌高差)的两个地质点,它们之间存在构造势能,是一种可能的非稳态。现时具有同一构造高程而历史构造高程不同的两个地

质点,它们之间存在构造演化的历史,可通过本文前述的断层与褶皱等构造高差分析进行反推。

### 5.2 平衡地质剖面的制作与构造检验

构造高差分析方法可用于平衡地质剖面的制作与构造合理性检验,以避免某些原理性概念性失误的出现。通过地震反射剖面上断层上盘与下盘之间的构造高差估算,Eichelberger et al. (2017)研究了直接确定断层轨迹的方法,通过构造高差的分析,估算断层的深度、位移、倾角和平行层理的应变。同时,也可以通过构造高差分析,检查地质剖面上断层性质判断的合理性。如果存在某些与构造高差原理及分析结果有悖的构造现象,应分析其可能的特殊构造过程和成因,以达到更加合理的解释。例如,利用构造高差分析的原理,就可以较为直观地理解逆冲断层带地震剖面解释和挤压构造相关平衡地质剖面制作应该遵循的一些基本原则(陈宣华等, 2010):由于逆冲断层作用造成的老地层与年轻地层之间构造高差逐渐减小的趋势,使得逆冲断层总是由下向上切过越来越年轻的地层,老地层总是处在逆冲断层的上盘,上盘断坡与下盘断坡一般可以较好地对应,逆冲断层上的位移量总是保持相对不变;逆冲断层的垂向断距需要由主拆离断层面上近水平位移来吸收。地质剖面的平衡恢复,实际上就是构造高程恢复与构造高差填平的过程。祁连山北缘榆木山地区长期以来被认为主要是新生代印度-亚洲碰撞的远程效应与青藏高原北东向扩展的结果。基于构造高差原理的野外地质调查与构造填图表明,榆木山地区发育早白垩世早期的挤压构造变形、早白垩世晚期的右行走滑断裂与伸展断陷作用,地壳缩短主要发生在早白垩世早期;新生代以来的地壳缩短只发生在局部,其总量较小(图 4;陈宣华等, 2019b; Wang et al., 2021)。这一认识为青藏高原东北缘中、新生代构造演化提供了重要约束。

### 5.3 地质热年代学与构造高程

由于不同的同位素测年体系的不同测年矿物具有不同的封闭温度(Reiners et al., 2005, 2006),使得地质热年代学可以通过封闭温度指示的冷却历史这一桥梁与构造高程(即相对深度)相联系,从而成为厘定不同时代相对构造高程与构造高差的重要方法。这正是构造热年代学的本质所在。矿物封闭温度成为标定构造高程的一个重要参考。由于具有精确定年的优势,地质热年代学在构造高差分析中的应用十分广泛。其中,低温(如 U-Th/He、磷灰石裂变径迹等)、中温( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  等)与高温(锆石 U-Pb)

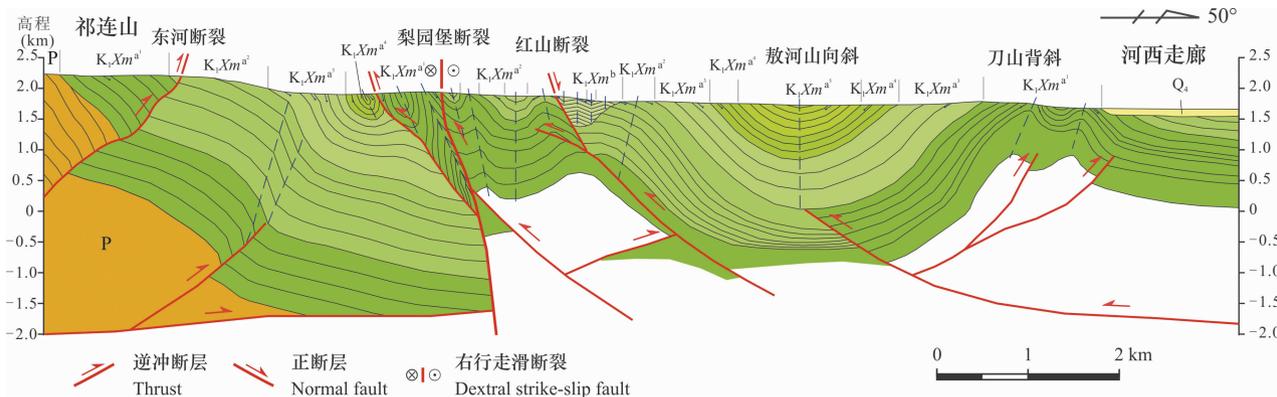


图4 祁连山北缘梨园堡地区早白垩世构造变形特征(修改自 Chen Xuanhua et al., 2019b; Wang et al., 2021)

Fig. 4 Cross section showing Early Cretaceous tectonic deformation in the Liyuanpu region, northern Qilian mountain (modified from Chen Xuanhua et al., 2019b; Wang et al., 2021)

Q<sub>4</sub>—全新统; K<sub>1</sub>Xm—下白垩统新民堡群, 自下而上分别为 a<sup>1</sup>段、a<sup>2</sup>段、a<sup>3</sup>段、a<sup>4</sup>段、a<sup>5</sup>段和 b 段; P—二叠系  
Q<sub>4</sub>—Holocene; K<sub>1</sub>Xm—Xinminpu Group of the Lower Cretaceous, divided from bottom to top as a<sup>1</sup>,  
a<sup>2</sup>, a<sup>3</sup>, a<sup>4</sup>, a<sup>5</sup> and b segments, respectively; P—Permian

热年代学分别适用于浅表、上地壳和中地壳地质过程的构造高差分析。在地表,<sup>10</sup>Be 定年可以给出地表暴露的年龄,由此估算剥蚀速率和地形高差的形成过程(Hilley et al., 2019)。锆石 U-Pb 测年体系具有较高的封闭温度(~900℃以上),可以提供有用的高温热历史信息(Reiners et al., 2005)。例如,在中亚造山带西部的西准噶尔地区,红山岩体内部发育了多期似岩墙状安山质暗色条带。U-Pb 测年给出不同的锆石结晶年龄(从 319 Ma 到 295 Ma),厘定了从先于红山岩体发育的赞岐岩质火山岩,到红山岩体侵入及后期的赞岐岩质伸展岩墙群发育的过程(马飞宙等, 2020),反映了成分相似的多期赞岐岩质暗色条带之间存在着显著的构造高差,为该地区洋陆转换研究提供了高温热年代学依据。

在特定的地温梯度下,逆冲断层的上盘在穿越特定的矿物封闭温度( $T_C$ )或部分退火带所代表的深度( $D_{TC}$ )或深度范围时,将开始计年。而这时,其下盘岩石尚处在温度高于  $T_C$  或部分退火带温度的深度域。由此推论,穿越某一  $D_{TC}$  线或部分退火带深度域的逆冲断层,其上盘总是具有比下盘更为年轻的冷却年龄(图 5)。处于较深部位的上盘岩石,如图 5 中 A1 点,在抬升至 A2 的过程中可以穿越多个测年体系的封闭温度,由此可取得多个阶段的年龄记录;而下盘处于同一构造高程的岩石(B1 点),在抬升过程中记录的年龄较少,或没有可以计年的年龄,或由于没有抬升甚至下降而使得某些测年体系的年龄归零。例如,磷灰石裂变径迹(AFT)测年和热历史模拟结果给出了柴达木盆地东部基底剥露

程度和相对构造高程随时间的变化,反映了柴东基底逆冲断层系晚中生代—早新生代和晚渐新一早中新世两期断裂活动的规律性变化(蒋荣宝等, 2008);其中,逆冲断层的上盘总是具有与其相邻的断层下盘相比更为年轻的 AFT 年龄。

正断层和拆离断层的作用与逆冲断层正好相反,将造成断层下盘的岩石具有更为年轻的冷却年龄;上盘岩石则发生沉降(图 5)。断层下盘岩石(A3 点)由于抬升而穿越某些测年体系的封闭温度或部分退火带,记录了新的年龄;而初始处于同一构造高程的断层上盘岩石(B3 点),由于构造沉降而保持或重置某些测年体系的年龄(地表不可见)。例如,在青藏高原北缘的阿尔金山东段,钾长石多重扩散域(MDD)<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 测年模拟记录了拉配泉拆离断层的南北向两期拆离作用的时间(约 220~187 Ma 和约 100 Ma;Chen et al., 2003),反映了拆离断层下盘太古宇—元古宇变质基底与上盘侏罗纪盆地沉积之间历史构造高差的变化。

#### 5.4 深地科学研究

构造高差原理与分析方法可以应用于地球深部探测与深部地质调查、造山带研究、盆地分析等地球科学的诸多领域。构造高差的分析也有赖于地质科学理论、技术和方法的高度融合。其中,先进的地质热年代学和现代构造地质学、矿物温压计、岩石探针等分析技术的应用,使得构造高差的分析更具有历史演化的四维特征,从而使得构造高差分析成为构造变形、岩浆活动、变质作用和成矿作用的历史过程分析的重要依据和方法手段,成为区域构造演

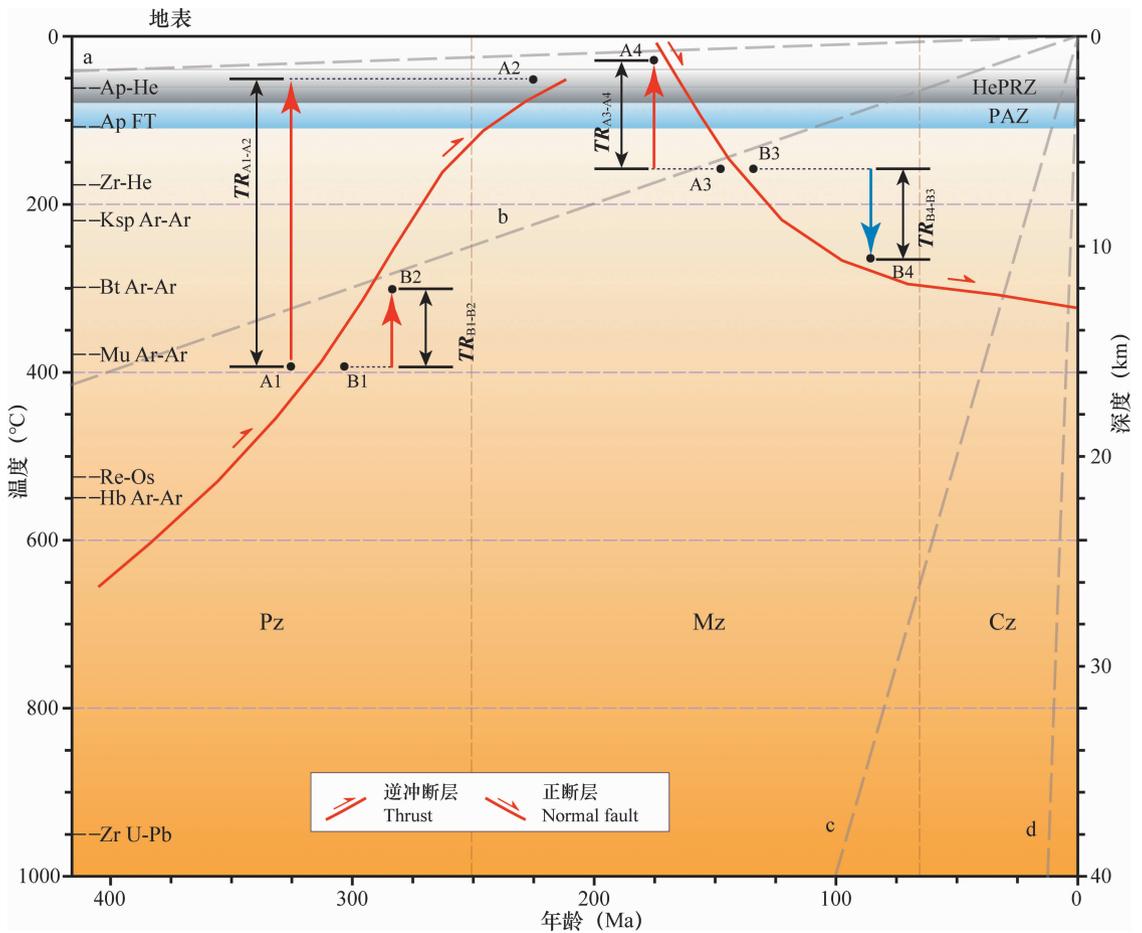


图 5 断层作用造成上、下盘岩石之间的构造高差与冷却年龄的差异(示意图解)

Fig. 5 Diagram of faulting results in tectonic relief and cooling age differences of the hanging wall and footwall

矿物封闭温度据 Reiners et al. (2005, 2006)、Chen Xuanhua et al. (2010)和引用的相关文献。按照地壳近似平均地温梯度 25 °C/km 设置深度。年龄仅为参考。a、b、c、d 分别为冷却速率 0.1 °C/Ma、1 °C/Ma、10 °C/Ma 和 100 °C/Ma 线。Zr—锆石, Hb—角闪石, Mu—白云母, Bt—黑云母, Ksp—钾长石, Ap—磷灰石。Ar/Ar—<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 测年; Re-Os—辉钼矿铼钨同位素定年; FT—裂变径迹热年代学; He—(U-Th)/He 定年; PAZ—磷灰石裂变径迹部分退火带; HePRZ—氦部分保存带

Mineral closure temperatures are from Reiners et al. (2005, 2006), Chen Xuanhua et al. (2010) and relevant references cited. The depth is set according to the approximate average geothermal gradient of 25 °C/km. The age is for reference only. Lines a, b, c and d have the cooling rates of 0.1 °C/Ma, 1 °C/Ma, 10 °C/Ma and 100 °C/Ma, respectively. Mineral codes: Zr—zircon; Hb—hornblende; Mu—muscovite; Bt—biotite; Ksp—K-feldspar; Ap—apatite. Dating methods: Ar-Ar—<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating; Re-Os—molybdenite Re-Os isotopic dating; FT—fission-track thermochronology; He—(U-Th)/He dating. PAZ—apatite fission-track partial annealing zone; HePRZ—helium partial retention zone

化与构造稳定性分析的重要基础。同时,构造高差分析与专注于地表地质和新构造研究的构造地貌分析方法相得益彰。

## 6 结论

本文在分析前人有关构造解析、地貌高差和构造高差研究的基础上,给出了构造高程和构造高差的基本定义和估算方法,探讨了不同构造环境和地质作用过程中构造高差的成因,得到如下结论:

(1)构造高程可定义为地质点所在构造形成时

的有效深度,通常用高程的负值来表示,是一个相对值,与地质点所在的构造位置有关。沉积厚度、岩浆岩类型与侵位深度、变形深度、变质程度、冷却年龄等都是现时和历史构造高程的具体表现。构造高差则是两个地质点之间的构造高程之差,其本质是构造势能,与其间存在的岩石类型(特别是岩石密度)及构造特征等有关,是驱动构造运动的重要动力。

(2)构造高差具有非等时性涵义和时空演化的过程,可以用历史构造高差来表示。不同构造环境和不同地质作用过程中形成的历史构造高差具有不

同的表现形式。地质平衡剖面的形成过程,就是地质历史上的构造高差即历史构造高差趋零演化的结果。

(3)本文进一步完善了构造高差理论与分析方法,拓展了传统构造地质学关于地形高差和褶皱、断裂等引起的构造高差的认识,为构造高差分析在地球科学研究中的拓展应用给出了理论基础。

**致谢:**本文是在与洛杉矶加利福尼亚大学地球、行星与空间科学系尹安(An Yin)教授讨论的基础上完成的。尹安教授对构造高差具有深刻认识,并在野外填图中加以应用,给予作者莫大启发与帮助。张进研究员和施炜研究员提出了建设性的修改意见和建议。特致感谢。

## References

Armijo R, Lacassin R, Coudurier-Curveur A, Carrizo D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143: 1~35.

Basilici M, Ascione A, Megna A, Santini S, Tavani S, Valente E, Mazzoli S. 2020. Active deformation and relief evolution in the western Lurestan region of the Zagros mountain belt: new insights from tectonic geomorphology analysis and finite element modeling. *Tectonics*, 39, e2020TC006402.

Bernal A, Hardy S. 2002. Syn-tectonic sedimentation associated with three-dimensional fault-bend fold structures: a numerical approach. *Journal of Structural Geology*, 24: 609~635.

Bos B, Spiers C J. 2002. Frictional-viscous flow of phyllosilicate bearing fault rock: microphysical model and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107 (B2), 2028.

Cao Kai, Wang Guocan, Leloup P H, Mahéo G, Xu Yadong, van der Beek P A, Replumaz A, Zhang Kexin. 2019. Oligocene—Early Miocene topographic relief generation of southeastern Tibet triggered by thrusting. *Tectonics*, 38: 374~391.

Chen Xuanhua, Yin An, Gehrels G E, Cowgill E S, Grove M, Harrison T M, Wang Xiaofeng. 2003. Two phases of Mesozoic north-south extension in the eastern Altyn Tagh range, northern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 22 (5), 1053.

Chen Xuanhua, Dang Yuqi, Yin An, Wang Liqun, et al. 2010. Basin-mountain Coupling and Tectonic Evolution of Qaidam Basin and Its Adjacent Orogenic Belts. Beijing: Geological Publishing House. 1~365 (in Chinese).

Chen Xuanhua, Chen Zhengle, Han Shuqin, Yang Yi, Wang Zhihong, Jia Muxin, Ye Baoying, et al. 2017. Tectonic, Magmatic, and Metallogenic Evolution of the Balkhash and West Junggar Metallogenic Belt, Central Asia. Beijing: Geological Publishing House. 1~539 (in Chinese).

Chen Xuanhua, Li Jianguo, Dong Shuwen, Shi Wei, Bai Yanfei, Zhang Yiping, Ding Weicui. 2019a. Tectonic deformation of Jurassic Ningwu-Jingle Basin and its implication for the Beginning of Yanshanian Orogeny in Central North China Craton. *Geotectonica et Metallogenia*, 43(3): 389~408 (in Chinese with English abstract).

Chen Xuanhua, Shao Zhaogang, Xiong Xiaosong, Gao Rui, Xu Shenglin, Zhang Yiping, Li Bing, Wang Ye. 2019b. Early Cretaceous overthrusting of Yumu Mountain and hydrocarbon prospect on the northern margin of the Qilian Orogenic Belt. *Acta Geoscientia Sinica*, 40 (3): 377~392 (in Chinese with English abstract).

Cotton C A. 1950. Tectonic relief. *Annals of the Association of American Geographers*, 40 (3): 181~187.

Dahlstrom C D A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6: 743~757.

Davis G H, Reynolds S J, Kluth C F. 2012. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 3rd ed. Hoboken: John Wiley and Sons, Inc. 2~33, 192~682.

Eichelberger N W, Nunns A G, Groshong R H, Hughes A N. 2017. Direct estimation of fault trajectory from structural relief. *AAPG Bulletin*, 101 (5): 635~653.

He Dengfa, Suppe J, Jia Chengzao. 2005. New advances in theory and application of fault-related folding. *Earth Science Frontiers*, 12 (4): 353~364 (in Chinese with English abstract).

He Guoqi, Lu Shuning, Li Maosong. 1995. Tectonic significance of large fault systems to the study of paleo-plates. *Geological Journal of Universities*, 1 (1): 1~10 (in Chinese with English abstract).

Hilley G E, Porder S, Aron F, Baden C W, Johnstone S A, Liu F, Sare R, Steelquist A, Young H H. 2019. Earth's topographic relief potentially limited by an upper bound on channel steepness. *Nature Geoscience*, 12: 828~832.

Holdsworth R E. 2004. Weak faults-rotten cores. *Science*, 303: 181~182.

Jiang Rongbao, Chen Xuanhua, Dang Yuqi, Yin An, Wang Liqun, Jiang Wuming, Wan Jinglin, Li Li, Wang Xiaofeng. 2008. Apatite fission track evidence for two phases Mesozoic-Cenozoic thrust faulting in eastern Qaidam Basin. *Chinese Journal of Geophysics*, 51 (1): 116~124 (in Chinese with English abstract).

Kohlstedt D L, Evans B, Mackwell S J. 1995. Strength of the lithosphere; constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B9): 17587~17602.

Luo Jinhai, Li Jiliang, He Dengfa. 1999. New progress in the study of the foreland thrust structure. *Geological Review*, 45 (4): 382~389 (in Chinese with English abstract).

Ma Feizhou, Chen Xuanhua, Xu Shenglin, Ma Fen, Han Lele, Ding Weicui, Wang Ye. 2020. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and geochemistry of the Late Paleozoic sanukitoids in the Hongshan area, west Junggar. *Acta Geologica Sinica*, 94 (5): 1462~1481 (in Chinese with English abstract).

Ma Xingyuan. 2004. *Analytical Tectonics*. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Mattauer M. 1980. *Les déformations des Matériaux de l'écorce Terrestre*. Paris: Fd. Herman.

Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia; effects of a continental collision; features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 189: 419~426.

Obaid A K, Allen M B. 2019. Landscape expressions of tectonics in the Zagros fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, 766: 20~30.

Reiners P W, Ehlers T A, Zeitler P K. 2005. Past, present, and future of thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 1~18.

Reiners P W, Brandon M T. 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34: 419~466.

Rowland S M, Duebendorfer E M, Schiefelbein I M. 2007. *Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology*. 3rd ed. Malden: Blackwell Publishing Ltd. 131~140.

Rutter E H, Brodie K H. 1992. Rheology of the lower crust. In: Fountain D, Arculus R, Kay R. eds. *Continental Crust*. Amsterdam: Elsevier. 201~268.

Shi Wei, Dong Shuwen, Hu Jianmin. 2020. Neotectonics around the Ordos Block, North China; a review and new insights. *Earth-Science Reviews*, 200: 102969.

Sibson R H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133: 191~213.

Simoës M, Sassolas-Serrayet T, Cattin R, Le Roux-Mallouf R, Ferry M, Drukpa D. 2021. Topographic disequilibrium, landscape dynamics and active tectonics; an example from the

- Bhutan Himalaya. *Earth Surface Dynamics*, 9: 895~921.
- Suppe J, Chou G T, Hook S C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay K R. Ed. *Thrust Tectonics*. New York: Chapman and Hall, 105~121.
- Szymanowski M, Jancewicz K, Różycka M, Migoń P. 2019. Geomorphometry-based detection of enhanced erosional signal in polygenetic medium-altitude mountain relief and its tectonic interpretation, the Sudetes (Central Europe). *Geomorphology*, 341: 115~129.
- Tapponnier P, Xu Zhiqin, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang Jingsui. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671~1677.
- Tenzer R, Chen Wenjin, Tsoulis D, Bagherbandi M, Sjöberg L E, Novák P, Jin Shuanggen. 2015. Analysis of the refined CRUST1.0 crustal model and its gravity field. *Surveys in Geophysics*, 36: 139~165.
- Ufimtsev G F. 2006. Tectonic relief of the Nepal Himalayas. *Earth Science Frontiers*, 13 (4): 47~58.
- Ufimtsev G F. 2007. Tectonic relief of Inner Asia between Tarim and Lake Valley. *Russian Geology and Geophysics*, 48: 408~414.
- Wang Chengshan, Zhao Xixi, Liu Zhifei, Lippert P C, Graham S A, Coe R S, Yi Haisheng, Zhu Lidong, Liu Shun, Li Yalin. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105: 4987~4992.
- Wang Ye, Chen Xuanhua, Zhang Yaoyao, Yin Zheng, Zuza A V, Yin An, Wang Yongchao, Ding Weicui, Xu Shenglin, Zhang Yiping, Li Bing, Shao Zhaogang. 2021. Superposition of Cretaceous and Cenozoic deformation in northern Tibet: a far-field response to the tectonic evolution of the Tethyan orogenic system. *Geological Society of America Bulletin*, <https://doi.org/10.1130/B35944.1>.
- Wilkerson M S, Medwedeff D A, Marshak S. 1991. Geometrical modeling of fault-related folds; a pseudo-three-dimensional approach. *Journal of Structural Geology*, 13 (7): 801~812.
- Wilkerson M S, Dicken C L. 2001. Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings. *AAPG Bulletin*, 85 (10): 1759~1770.
- Yakubchuk A. 2008. Re-deciphering the tectonic jigsaw puzzle of northern Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 82~101.
- Yang Jingsui, Li Haibing. 2006. Contributions of strike-slip faulting to exhumation of ultrahigh pressure metamorphic rocks and the Cretaceous uplift of the northern Qinghai-Tibet plateau. *Earth Science Frontiers*, 13 (4): 80~90 (in Chinese with English abstract).
- Yin An. 2010. Cenozoic tectonic evolution of Asia: a preliminary synthesis. *Tectonophysics*, 488: 293~325.
- Yin An, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211~280.
- Yin An, Manning C E, Lovera O, Menold C, Chen Xuanhua, Gehrels G E. 2007. Early Paleozoic tectonic and thermomechanical evolution of ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic rocks in the northern Tibetan Plateau of NW China. *International Geology Review*, 49: 681~716.
- Zhang Beihang, Zhang Jin, Qu Junfeng, Zhao Heng, Wang Yannan, Li Jinyi, Niu Pengfei, Zhao Shuo, Zheng Rongguo, Li Yanfeng, Yun Long, Zhang Yiping, Hui Jie. 2021. Lüliangshan: a Mesozoic basement involved fold system in the Central North China Craton. *Earth Science*, 46 (7): 2423~2448 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Huiping, Zhang Peizhen, Prush V, Zheng Dewen, Zheng Wenjun, Wang Weitao, Liu Caicai, Ren Zhikun. 2017. Tectonic geomorphology of the Qilian Shan in the northeastern Tibetan Plateau: insights into the plateau formation processes. *Tectonophysics*, 706-707: 103~115.
- Zhang Jin, Li Jinyi, Li Yanfeng, Qi Wenhua, Zhang Yiping. 2014. Mesozoic-Cenozoic multi-stage intraplate deformation events in the Langshan region and their tectonic implications. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88 (1): 78~102.
- Zhang Peizhen, Zhang Huiping, Zheng Wenjun, Zheng Dewen, Wang Weitao, Zhang Zhuqi. 2014. Cenozoic tectonic evolution of continental Eastern Asia. *Seismology and Geology*, 36 (3): 574~585 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yiping, Chen Xuanhua, Zhang Jin, Shao Zhaogang, Ding Weicui, Guo Xiaogang, Wang Derun, Gu Wenpei, Wang Ye, Xu Shenglin, Qin Xiang. 2019. Discussion on the initial timing of the Indosinian movement in the Ordos basin and the Sichuan basin: constraints from growth strata evidence. *Geology in China*, 46 (5): 1021~1038 (in Chinese with English abstract).
- Zuffetti C, Bersezio R, Contini D, Petrizzo M R. 2018. Geology of the San Colombano hill, a quaternary isolated tectonic relief in the Po Plain of Lombardy (northern Italy). *Journal of Maps*, 14 (2): 199~211.

## 参 考 文 献

- 陈宣华,党玉琪,尹安,汪立群,等. 2010. 柴达木盆地及其周缘山系盆山耦合与构造演化. 北京:地质出版社.
- 陈宣华,陈正乐,韩淑琴,杨屹,王志宏,贾木欣,叶宝莹,等. 2017. 巴尔喀什-西准噶尔及邻区构造-岩浆-成矿作用演化. 北京:地质出版社. 1~539.
- 陈宣华,李江瑜,董树文,施炜,白彦飞,张义平,丁伟翠. 2019a. 华北克拉通中部宁武-静乐盆地侏罗纪构造变形与燕山期造山事件的启动. *大地构造与成矿学*, 43(3): 389~408.
- 陈宣华,邵兆刚,熊小松,高锐,徐盛林,张义平,李冰,王叶. 2019b. 祁连山北缘早白垩世榆木山逆冲推覆构造与油气远景. *地球学报*, 40(3): 377~392.
- 何登发, John Suppe, 贾承造. 2005. 断层相关褶皱理论与应用研究新进展. *地质学前沿*, 12(4): 353~364.
- 何国琦,陆书宁,李茂松. 1995. 大型断裂系统在古板块研究中的意义——以中亚地区为例. *高校地质学报*, 1(1): 1~10.
- 蒋荣宝,陈宣华,党玉琪,尹安,汪立群,蒋武明,万景林,李丽,王小凤. 2008. 柴达木盆地东部中新代两期逆冲断层作用的 FT 定年. *地球物理学报*, 51(1): 116~124.
- 罗金海,李继亮,何登发. 1999. 山前冲断构造带研究的新进展. *地质论评*, 45(4): 382~389.
- 马飞宙,陈宣华,徐盛林,马芬,韩乐乐,丁伟翠,王叶. 2020. 西准噶尔红山地区晚古生代赞岐岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及其地质意义. *地质学报*, 94(5): 1462~1481.
- 马杏垣. 2004. 解析构造学. 北京:地质出版社.
- 杨经绥,李海兵. 2006. 走滑断裂对超高压变质岩石折返的贡献及青藏高原北部白垩纪隆升之新思考. *地质学前沿*, 13(4): 80~90.
- 张北航,张进,曲军峰,赵衡,王艳楠,李锦轶,牛鹏飞,赵硕,郑荣国,李岩峰,云龙,张义平,惠洁. 2021. 吕梁山——华北克拉通中部中生代基底卷入褶皱系统. *地球科学*, 46(7): 2423~2448.
- 张培震,张会平,郑文俊,郑德文,王伟涛,张竹琪. 2014. 东亚大陆新生代构造演化. *地震地质*, 36(3): 574~585.
- 张义平,陈宣华,张进,邵兆刚,丁伟翠,郭小刚,王德润,顾文沛,王叶,徐盛林,秦翔. 2019. 印支运动在鄂尔多斯盆地和四川盆地启动时间的讨论:来自生长地层的证据. *中国地质*, 46(5): 1021~1038.

## Theory of tectonic relief analysis and its application in geosciences

CHEN Xuanhua<sup>\*1)</sup>, CHEN Zhengle<sup>2)</sup>, SHAO Zhaogang<sup>1)</sup>, ZHANG Yiping<sup>1)</sup>,  
LI Bing<sup>1)</sup>, DING Weicui<sup>1)</sup>, WANG Ye<sup>1)</sup>

1) *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2) *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China*

*\* Corresponding author: xhchen@cags.ac.cn*

### Abstract

Tectonic relief is a basis of detailed structural analysis and balanced cross section construction and restoration. For a long time, there was no rigorous definition and a lack of theoretical description of tectonic relief. To a large extent, the analysis of tectonic relief in the past was limited to topographic and structural reliefs. Based on an understanding of concepts such as detailed structural analysis and topographic and structural reliefs, we extend the concept of structural relief to tectonic relief. We define the tectonic relief as the relative difference in tectonic elevation between two geological points, with the definition of tectonic elevation as the effective depth of a geological point when the structure forms at this point. Therefore, we express the tectonic relief as the negative value of the relative difference of tectonic elevation between the two geological points. In this paper, we propose a new way of detailed structural analysis, based on tectonic relief analysis, with consideration of the tectonic potential as the essence of tectonic relief. A method is proposed for the estimation of tectonic relief, with the determination of tectonic elevation developed for different structural and tectonic environments. The tectonic relief is attributed to be the result of geological processes, with the temporal and spatial meaning included. The theory of tectonic relief proposed in this paper expands the view of traditional structural geology, which may promote the modernization of the structural geology and tectonics.

**Key words:** tectonic analysis; tectonic elevation; tectonic relief; deformation; balanced cross section