

新疆地貌格局及其效应

Geomorphological Patterns and Effects in Xinjiang

程维明 包安明 柴慧霞 赵尚民 方 月 著



科学出版社

第一篇 绪论与新疆地理概况

第1章 绪 论

新疆位于中国西北边陲，区位上处于欧亚大陆腹地，构造上属于“古亚洲”构造域范围。新疆地壳经历了漫长复杂的地质发展历程，留下了丰富多彩的地质构造形迹，形成了颇具特色的地貌格局，展现出复杂多样的地质面貌特征和演化规律以及独特的自然地理景观，以沉积岩、岩浆岩、变质岩广泛发育，构造变动频繁为显著特点(中国自然资源丛书编撰委员会，1995)，成为国内外地貌、构造、生态环境等学科领域研究的热点地区之一。参考前人的研究成果，在阅读大量文献资料的基础上，搜集整理了相关的数据资料，从地貌类型、地貌格局、地貌形成演化等方面综述国内外有关地貌学的研究状况及主要研究内容；在此基础上，提出本研究的研究内容、研究目标、研究方法和研究意义。

1.1 地貌与地貌格局

1. 地貌学

地貌是地球表面各种起伏形态的总称，也称地形。地貌学是研究地表形态特征、成因、分布及其演变规律的学科，又称地形学(周成虎，2006)。地貌学不仅研究地球表面微小形态，也研究地球表面巨大形态(马尔科夫，1957)。地貌学是介于自然地理学和地质学之间的一门边缘科学。在我国，地貌学在地理学界和地质学界都受到一定的重视；也可以说，我国的地貌学是随着地理科学和地质科学的发展成长起来的。但不同学科对地貌研究侧重点不同：地理学主要关心地貌的空间分布特征及其发育与自然乃至人文地理环境要素的关系，地质学则更关心地貌发育和岩石圈内部因素的关系。近年来，由于全球变化和地球系统科学的发展，对地貌的研究呈现出多学科交叉的趋势(吴正，1999；高抒和张捷，2006)。

研究地貌必须掌握以下3个方面的基础理论(吴正，1999)：

(1)地貌的基本性质。包括五点，即物质性、界面性、动力性、天然性和变化性。地貌是地表的天然起伏形状，其外形多样，但都是由岩石或土组成，位于岩石圈与大气圈、水圈或生物圈的接触面上(杨景春和李有利，2001)。地貌产生、变化与发展的复杂程度不一，形成的形态多种多样，但实质上都是物质和能量在地表流动的结果。地貌既是自然环境的主要组成部分，又是重要的自然资源，故与人类的生存和发展息息相关，对地貌的研究不仅具有重要的地学意义，而且有重要的实用价值。

(2)地貌的营力差异性。地貌成因与形成地貌的物质基础与受到的动力影响和时间有关。地貌形成的物质基础是地质构造和岩石，其主要动力作用有两类，即内力作用和外力作用(杨景春，1993)。地貌的形成发展是内外力相互作用的结果。内力是指地球内部放射能等引起的作用力。内力作用造成地壳的水平运动和垂直运动，并引起岩层的褶皱、

断裂、岩浆活动和地震等。除火山喷发、地震等现象外，内力作用一般不易为人们所觉察，但实际上它对于地壳及其基底一直起着作用，并产生深刻影响。地球上巨型、大型的地貌主要是由内力作用所造成的。内、外力作用的时间也是引起地貌差异的重要原因之一。其他条件相同，作用时间长短不同，所形成的地貌形态也有区别，显示出地貌发育的阶段性及形态差异性（杨景春，1993）。

（3）地貌的地带性。气候是地貌形成的重要外部因素之一，它决定着外力的性质和强度，从而影响到其塑造的地貌（杨景春，1993）。不同的气候条件下，有着不同的外力及其组合，并且各种外力的相对重要性也是不同的，所以，地区的气候决定了当地的外力，从而影响了该地区的地貌，使得地貌具有明显地带性规律。

2. 构造地貌学

大陆地壳结构与岩石圈构造对地貌具有显著的控制作用，所以地貌形成演化机制研究离不开地质学基础、构造运动等地学知识（杨景春，1993）。地貌形成演变与构造活动、水平运动与垂直运动、盆地沉降与山脉隆升、演变历史、演变过程、动力机制等存在密切关系。第四纪时期，尤其是晚更新世以来，连续堆积的地层是研究冰期与间冰期气候，干早期与偏湿期波动，以及由它引起的古水文、古植被、古土壤、古地貌、古沙漠等一系列变化最理想的客体对象，因为这套堆积物距今年代较新，保留的自然环境过程的记录最清楚、最完整（杨景春，1993）。

本研究要探讨分析新疆地貌的形成演化，必须认识掌握新疆构造活动，地质环境，各种地貌特征的形成原因、不同地质时期的构造运动的影响、形成过程、演变机制等知识和信息，还要考虑地貌类型形成演化过程中的动力学特征。

3. 气候地貌学

受气候条件所控制而形成的地貌称为气候地貌，研究不同气候条件下地貌形成过程及其演变规律的学科称为气候地貌学（杨景春，1993）。气候对局地地貌的形成和发育具有重要作用，如湿润多雨区以流水地貌为主，干旱地区以风沙地貌为主，严寒地区以冻融、冰川地貌为主（周成虎，2006）。新疆地处我国内陆，气候带属于干旱区，故盆地内部干燥地貌和风沙地貌分布广泛，山区因地势高差大，气候寒冷，形成与盆地截然不同的冰川、冰缘、流水地貌，故新疆地貌研究中，除了地质构造对区域地貌控制外，局地应注重气候地貌的空间分异特征。

随着对研究问题的不断细化和深入，气候地貌学的分支学科，如冰川地貌学、风沙地貌学、冰缘地貌学等都取得了长足发展。新疆地区这些气候地貌研究已经有非常深厚的基础。按照区域地貌结构的组合特征来综合研究各类地貌在空间上的分布及配置关系，将有助于更进一步理解地貌的形成和演化机制。

4. 地貌格局与效应

各种地貌类型之间具有一定的空间配置和组合特征，即地貌结构，且各自又分别拥有不同的海拔、起伏、成因、坡度、物质组成等特征，这些特征在空间分布上存在一定

的差异性,故可形成不同的空间地貌格局(杨景春和李有利,2001)。地貌格局表达不同地貌类型在空间上的分布特征及其组合配置等关系,在一定程度上可以反映出地貌的成因机制、形成演化等。地貌结构是指微观形态类型的组合关系,如平原河流两侧的河漫滩、阶地组合等;地貌格局指地貌类型在宏观上的空间配置,如山前平原带、丘陵带、低山带等。从某种意义上说,地貌类型的微观组合就是地貌结构,而地貌格局的宏观展布与地貌区划有相似的含义。区划是地理学的传统工作和重要研究内容,是从区域角度观察和研究地域综合体,探讨区域地貌单元的形成发展、分异组合、划分合并和相互联系,是对过程和类型综合研究的概括和总结(郑度等,2005)。

本研究中涉及新疆地貌区划研究,因此,需要掌握区划的原则、方法以及区划体系等理论知识,还要理解有关新疆的生态环境问题和现状,以前人的研究成果为指导和参考,利用新的数据源和技术手段进一步分析研究新疆的地貌区划体系。同时地貌空间分布格局及差异性,对区域资源形成不同的利用方式,也塑造了截然不同的环境效应,本研究中,将山地与盆地组合特征的宏观格局与局地微地貌有机结合起来,研究新疆地貌格局及其效应,对区域资源环境利用和可持续发展研究具有重要的指导作用。

1.2 研究现状

1. 全国地貌研究现状

1) 地貌类型与地貌区划

地貌类型是根据地貌成因、形态等多方面差异对地貌特征进行划分的结果(沈玉昌等,1982)。地貌是内外营力共同作用的产物,以内营力为主塑造的地貌,其空间格局决定于地质构造和新构造运动;以外营力为主塑造的地貌,其空间格局受气候和人类活动等因素控制(杨景春和李有利,2001)。外营力作用具有区域小尺度的、随机的特性,内营力作用具有长期的、大尺度的特性,因此,内外营力共同作用形成的各种地貌类型的形态、成因、物质组成等方面的特征造就了不同的地貌空间格局,可以认为,这种地貌格局所显示出来的规律性、系统性是一定构造应力场控制下的各种形式的地壳运动的反映。作为地貌学研究的重要内容之一,研究地貌格局对深入分析地貌成因、地貌演化、地貌利用、生态修复、环境保护等具有重要意义,而且地貌类型及其分布格局可作为研究活动构造及评估地震危险性的标志(韩恒悦等,2001)。

地貌区划与地貌类型一样,都是地貌学研究的重要内容。地貌区划是根据各地区地貌的相似性对不同区域进行划分的研究工作(沈玉昌等,1982; Ishiyama et al., 2007),是对区域地貌过程与地貌类型综合研究的概括和总结(郑度等,2005)。

关于全国和区域地貌格局研究,已有大量研究成果。如李四光从地质观点提出的中国地貌区划、周廷儒提出的全国三个地形综合体等,特别是1956年周廷儒、施雅风、陈述彭等明确提出了地形区划的原则和指标,并将全国分为29个地貌区(周廷儒等,1956)。中国科学院自然区划工作委员会(1959)对中国依据山地、平原、高原等地表形态特征进行地貌分区,并对各区地貌格局特征进行了描述分析,是目前中国地貌学研究最具代表

性成果之一。李四光(1973)从地质学的角度对我国的地貌空间格局进行了分区。李炳元等(2013)将全国划分出6个大区、37个小区等。

在区域地貌格局研究中,张保升(1981)对秦岭山地地貌格局进行了分析,依据内外营力作用不同,从南坡和北坡两个方面对秦岭山地地貌结构的分布格局进行了较详细地描述。孙广友(1988)对三江平原地貌格局进行了研究,并依据该区地貌格局特征提出区域合理开发建议。单鹏飞(1989)从宏观地貌格局入手,研究宁夏地貌格局与咸苦水、高氟潜水间的分布特征,指出地貌格局在一定程度上控制着区域水体的构成与空间分布。袁国强(1990)对桐柏大别山区地貌格局进行研究,从图形空间组合角度,总结出该区地貌格局特征具有平面环状地貌格局、垂向层状地貌格局、水平方向岭谷相间地貌格局以及山盆地貌格局。万晔等(2005)对点苍山地区地貌格局进行研究,指出苍山-洱海地区的地貌格局为层状结构,是一种多元化、多层次、聚变式的地貌组合。Qi等(2005)对中国丹霞地貌的空间格局进行研究,划分出东南、西南和西北三大集中分布区,各分布区的丹霞地貌格局分别为弧形延伸带、马蹄形过渡带和T型分布等。

诸多科学家对全球地貌格局也开展了格局与区划研究,如陈宁欣和王皓年(1984)按照地质构造和地貌特征差异,将大洋洲的地貌格局归纳为西澳高原区、中澳平原区、东澳山地区、大陆型岛屿区和海洋型岛屿区五个大区。

地貌格局与区域生态环境、地质构造关系密切。白占国(1993)利用地形相对高差、坡度、沟壑密度等地貌特征对土壤侵蚀问题进行研究,指出从地貌空间格局特征预测土壤侵蚀发展趋势具有一定的可行性。许林书和李琦(1998)对小流域地貌格局与农林牧业发展的关系进行了研究,指出小流域的横向地貌格局、纵向地貌组合以及地面坡度组成共同决定了流域内生态环境的分异等。史学建(1998)从宏观地貌格局的成因分析角度,探讨东亚边缘海域地貌格局与岛弧地震活动时空差异的关系,指出在岛弧海沟系的两端弧与弧的交接地段或岛弧与海岭的交接地段,地震活动性较强,即地貌格局在一定程度上影响地震活动性的强弱。韩恒悦等(2001)对渭河盆地地貌格局与活动断裂及新构造运动间的关系进行研究,指出地质活动格局控制和影响地貌格局的形成和演化,地貌类型及其分布格局可作为研究活动构造及评估地震危险性的标志。Kocurek和Ewing(2005)利用分析沙丘分布地区的自我组织能力,来揭示简单沙丘与复杂沙丘的空间分布格局,把沙丘的分布格局看作是复杂系统的自我组成。Arnau-Rosalén等(2008)以西班牙东南部阿利坎特市的地中海山坡为研究区,对影响地表径流模式的土壤表面物质组成分布格局进行了分析。Stroeven等(2008)利用SRTM-DEM数据和遥感影像数据制作了黄河上游地区的地貌图,并在此基础上分析地貌特征与格局,特别对冰川地貌格局和流水侵蚀过程进行了研究。随着遥感和地理信息系统技术的发展,采用新数据源和技术方法研究地貌区划,有利于深入了解各种地貌类型的空间组合特征、正确认识地貌形成演化机制和因地制宜的利用和改良地貌,进而分析地貌与生态环境保护、国土资源开发利用的关系,为国民经济建设、环境保护、生态保育与重建,以及国防建设等提供必要的区域地貌信息(刘会平,1996;刘闯,2004)。

可见,有关地貌格局研究的文献大体分为三种:一是针对不同研究区进行地貌格局的区域特征分析(张保升,1981;陈宁欣和王皓年,1984;袁国强,1990;万晔等,2005;

Kocurek and Ewing, 2005), 并据地貌格局特征进行地貌分区(周廷儒, 1956, 1960; 中国科学院自然区划工作委员会, 1959; 李四光, 1973; Qi et al., 2005;); 二是根据不同研究目的, 在分析地貌格局特征的基础上, 研究其与生态问题之间的关系(白占国, 1993; 单鹏飞, 1989; 许林书和李琦, 1998; Arnau-Rosalén et al., 2008)以及地貌格局与自然灾害之间的关系(史学建, 1998; 韩恒悦等, 2001; Stroeve et al., 2008); 三是在地貌格局研究基础上, 为区域发展的合理开发提出建议等(孙广友, 1988)。

2) 地貌形成与演化

地貌形成和演化机制是地貌学研究的主要内容之一, 它是对不同地貌类型和不同区域地貌各自的及其相互之间的形成条件、发育模式和发育阶段、地质背景、古地理环境演化、地貌演化环境、演化机制等进行深入的量化分析, 通过地貌演化阶段的研究, 预测区域地貌演化趋势(杨景春, 1993)。因为在宏观大格局上, 地貌类型由大地域单元所控制, 大格局不会引起质的变化, 但在外营力作用下, 会出现地貌成因类型上量的变化, 表现在垂直带的上下移动等。例如, 流水地貌如果长期在干燥、风力作用影响下, 会逐渐转变为干燥地貌, 若持续受干燥、风化环境影响, 将最终演化成风成地貌; 随着温度增加, 降雨减少, 会致使冰雪消融, 冰川退缩, 雪线上移, 从而导致冰川地貌随之转变为冰缘地貌, 进而可能演化为流水地貌; 受干旱气候影响, 水分减少, 使得植被枯死, 风成地貌中的固定、半固定地貌类型将会转变为流沙型地貌, 反之, 如果水分充足, 气候湿润, 流沙型地貌类型则会转变为半固定、固定沙地地貌类型等。

在地貌形成演化机制研究方面, 前人从不同角度开展过长期的调查和研究工作, 形成了不同的观点和认识, 提出过许多动力学模式。1899年, Davis 提出了地貌侵蚀循环理论, 认为地貌发育演化过程分为幼年、壮年和老年三个阶段。作为我国地貌学开创者之一的叶良辅先生, 主要从夷平面和地文期的角度分析地貌发展演化过程, 他在 1920 年主编了《北京西山地质志》, 是我国最早的也是当时最完善的一份区域地质调查报告(叶良辅, 1920); 1925 年与谢家荣合著发表《扬子江流域巫山以下地质构造与地文史》, 以地质构造为基础研究地貌, 对长江三峡的成因和鄂西地文期地貌提出了独创的见解(叶良辅与谢家荣, 1925)。到了 20 世纪 50 年代, Strahler 提出高程-面积积分曲线法, 由此定量确定地貌发育阶段(Strahler, 1952, 1954, 1956)。值得一提的是, 利用 Strahler 提出的高程-面积积分曲线、地貌信息熵、侵蚀积分值等方法研究地貌演化的研究很多(艾南山, 1987; 陆中臣等, 1991; 彭建等, 2002; 姜鲁光和张祖陆, 2003; 孙希华等, 2005; 孙然好等, 2006; 王杰等, 2007; 阮诗昆和庄儒新, 2007; 杨松等, 2009)。李四光则从地质力学的角度分析地貌形成机理和地质运动对地貌演化的影响(李四光, 1973)。叶青超依据地貌成因形态特征, 将黄河三角洲地貌格局划分为三角洲平原、水下三角洲和河口拦门沙三大类(叶青超, 1982)。B. B. Mandelbort 提出了地貌分形理论(fractal geomorphology; Mandelbort, 1982), 丰富了地貌形成演化分析的方法和思路, 也推动和完善了地貌分形理论的进一步发展(Tarboton et al., 1988, 1990; Barbera and Rosso, 1989, 1990; 李后强和程光钺, 1990; 励强和袁宝印, 1990; Rosso et al., 1991; 李后强和艾南山, 1991; 冯平和冯焱, 1997; 梁虹和卢娟, 1997; 王协康和方铎, 1998)。杨怀仁系统

研究了中国大陆断裂构造地貌特征与造貌运动(morphogenic movement)规律,分析构造-地貌-环境耦合关系与机理(杨怀仁,1984)。周特先等(1985)在对宁夏地貌格局研究中,指出该区地貌格局存在南北差异,北部为山地、盆地、台地平行排列形成的带状地貌格局,南部为弧形山地和盆地相间排列形成弧形地貌格局。邵时雄等对黄淮海平原地貌格局进行了研究,指出该区地貌格局总体上受新构造控制,在区域上有明显的地貌分带性;在平面上,从山地-丘陵-台地-山前冲洪积平原过渡为中部冲积平原-沿海冲海积、海积平原;在垂直面上,从山区向平原至滨海其相应地形高程面依次有规律地向海区降低(邵时雄等,1989)。Tapponnier等(1976,1977,1982)提出了滑移线场理论(slip-line field theory)与东向挤出构造模式(propagating extrusion tectonics),认为印度板块向北推挤所产生的走滑与拉分是中国大陆及邻区新生代构造运动、构造-地貌演化的主要驱动力。张祖陆(1990)对沂沭断裂带构造地貌格局进行研究指出,该区地貌东西呈带状分异、南北呈块状分段,为双向结构复合型式的地貌格局,是李四光提出的棋盘式构造格局的地貌表现,并对该地貌格局的形成机制和发展演化进行的探讨。刁承秦(1991)研究了四川地貌格局的形成及其特征,指出从地貌类型组合角度看,该区宏观地貌格局分为东部完整的四川盆地,西部高山、高原,西南部中山、宽谷、山原和盆地三大地貌单元。林秋雁和石耀霖(1992)利用扩散方程研究地貌演化过程,并考虑演化过程的非线性特征和地质过程中一些随机因素的影响,运用有限差分方法对地貌演化进行了数学模拟。杨景春(1993)发表专著全面、系统地论述了中国地貌基本特征与演化规律。Molnar等(1993)分析了地幔动力学过程—青藏高原隆升—印度季风形成之间的耦合关系与地幔深部过程对地表构造地貌、气候环境的控制机理。李吉均等(1979,1996)对青藏高原隆升及周缘地貌-水系-环境变迁过程进行了长期研究工作,分析了中国大陆晚新生代构造-地貌演化规律。汤家法和李泳(1998)利用流域面积和周长之间的关系所蕴含的地貌学意义,对沟谷系统的地貌发育演化进行分析,以此来反映地貌演化阶段。很多文献认为地貌系统发育包含着自组织特性,并分析了地貌演化过程中的地貌自组织问题(刘桂芳等,1996;Perron et al.,2009)。吴珍汉等(2001)对中国大陆及邻区新生代重大地质构造事件进行了综合研究,对东西部构造地貌反转与地壳翘变过程进行了定量分析,对不同时期地壳运动规律、构造地貌形成发展过程及驱动机理进行了探索。Rodgers和Gunatilaka(2002)以阿曼地区北部大面积的山麓冲积平原为研究对象,对该地貌类型的形成进行了详细研究。Abuodha(2004)对肯尼亚南部沿海地区的地貌演化及其过程进行了分析。Tan等(2006)以新疆萨乌尔地区为研究区,对二叠纪火山岩的形成机制进行了研究,认为其受稀土元素的制约。张国庆等(2007)研究江西省丹霞地貌的空间格局时发现,江西省丹霞地貌主要分布在丘陵低山区,明显受不同级别河流的流域控制。Stroeven和Swift(2008)对冰川演化进行了研究,以此来揭示冰川的形成、过程以及分布格局。可见,前人对地貌形成演化的分析研究,大多是在地貌格局的基础上分析某种地貌格局的演化机制和发育模式,揭示地貌形成演化的内在规律和外在地学背景。

3)地貌与地理信息系统

由于地貌的形成受地质构造运动、新构造运动、各种外营力作用等因素的影响,而

且在时间和空间尺度上也存在约束和差异,使得地貌演化过程具有自组织性、自相似性、突现性、多尺度性以及时空耦合性等特点(黄翊和刘高焕, 2005),造就了一个复杂的地貌系统。地貌是一个非线性动态系统(nonlinear dynamical system)(Philips, 1995),单一的数理模型难以有效地表达复杂的地貌系统。当前地貌演化模拟逐渐采用自下而上、自上而下的建模方式,建立具有时空离散特征、复杂性计算功能的地貌演变模型。近年来,地貌演化模型方面的研究取得了重大进展,发展了许多以数学模型为基础的定量模拟地貌演化的方法和技术。如建立在格网基础上的元胞自动机模型(cellular automata model, CA)能够满足地貌系统复杂形态演化模拟的要求,并逐渐成为地貌演化模拟的有效工具(Smith et al., 1997a, 1997b; Wiel et al., 2007; Thomas et al., 2007)。国内 CA 模型主要应用于城市扩张(罗平等, 2003, 龙瀛等, 2009; 乔纪纲和何晋强, 2009)、土地利用(汤君友和杨桂山, 2003; 杨青生和黎夏, 2006; 王璐等, 2009)、地震过程(张山山, 2004; 孟晓静和杨立中, 2009)、荒漠化(陈建平等, 2004)等方面,地貌演化模拟方面的应用研究也有发展,如黄翊等曾对元胞模型在地貌演化模拟中的应用进行了分析(黄翊和刘高焕, 2005)。陈建军等利用河流功率模型中的 DL(detachment limited)模型对基岩河道流域地貌进行了量化分析(陈建军等, 2008)。Pelletier(2007)以 KPZ(Kardar-Parisi-Zhang)模型为基础,构建了确定性偏微分方程,研究流水地貌演化过程中的时空分形特征,认为分形结构是流水地貌形成演化过程中固有的内在特征。Moore 等(2009)利用 Tidal asymmetry 模型对河口地貌的演化进行了分析。Tomkin(2009)利用数学模型对阿尔卑斯山冰川地貌景观的演化进行了模拟。MacGregor 等(2009)利用数学模型对阿尔卑斯山谷地中的冰川侵蚀过程进行了模拟分析。

通过分析地貌演化研究进展,可知目前常用的地貌演化模拟方法和模型公式有以下几种。

(1) 高程-面积积分曲线(Strahler 曲线)(孙希华等, 2005)

$$V = HA - \int_b^T adh \quad (1.1)$$

$$\frac{V}{HA} = 1 - \int_b^T \frac{a}{A} d\left(\frac{h}{H}\right) = 1 - \int_0^1 xdy \quad (1.2)$$

式中, $\frac{V}{HA}$ 表示侵蚀积分值; $\int_0^1 xdy$ 表示高程-面积的积分值, 在 (0, 1) 间取值; H 表示流域地势高差; A 表示流域面积; b 表示沟底; T 表示沟顶; h 表示等高线相对高度; a 表示等高线所切的水平断面面积。

当 $\int_0^1 xdy$ 大于 0.6 时, 表示地貌发育处于幼年期, 为发育不均衡阶段, 地貌特征变化迅速, 水系不断扩展分支, 流域侵蚀剧烈。

当 $\int_0^1 xdy$ 小于 0.6 时, 流域地貌形态基本上趋于稳定状态, 为发育均衡阶段, 侵蚀过程变缓, 地貌特征不再发生明显变化。该阶段可分为两个阶段: $\int_0^1 xdy$ 小于 0.6 大于 0.35 时, 为地貌发育的壮年期; $\int_0^1 xdy$ 小于 0.35 时, 为地貌发育的老年期。

(2)地貌信息熵(艾南山, 1987):

地貌信息熵的表达式为

$$H = \int_{-\infty}^{+\infty} g(x) \ln g(x) dx \quad (1.3)$$

$$g(x) = \begin{cases} \frac{f(x)}{\int_0^1 f(x) dx}, & x \in [0, 1] \\ 0, & x \notin [0, 1] \end{cases} \quad (1.4)$$

式中, $g(x)$ 为密度函数; $y=f(x)$ 为 Strahler 曲线, $x=S_i/A, y=h_i/H$; H 为河源至河口高差; h_i 为某一等高线与河口高差; A 为流域面积; S_i 是 h_i 等高线以上的面积。

设 Strahler 曲线积分值为 $S = \int_0^1 f(x) dx$, 可得地貌信息熵的计算公式为

$$H(S) = S - 1 - \ln S \quad (1.5)$$

结合地貌信息熵与 Strahler 曲线, 可知, 地貌信息熵 H 与地貌发育阶段的关系为 $H < 0.11$, 地貌发育幼年期; $0.11 < H < 0.4$, 地貌发育壮年期; $H > 0.4$, 地貌发育老年期。

(3)侵蚀积分值(陆中臣等, 1991):

$$E_i = \frac{HA - \int_0^H adh}{HA} = 1 - \int_0^1 x dy = 1 - S \quad (1.6)$$

式中, H 为流域地势差; A 为流域面积; h 是等高线的相对高度; a 是等高线所切的水平断面的面积。

结合高程-面积曲线和地貌信息熵, 侵蚀积分值与地貌演化阶段之间的关系为: $0 \leq E_i < 30\%$, 侵蚀早期; $30\% \leq E_i < 70\%$, 侵蚀中期; $70\% \leq E_i < 100\%$, 侵蚀晚期。

(4)地貌分形理论, 常见用于地貌学的分形函数有三种(李后强和艾南山, 1991):

A. 魏尔斯特拉斯-曼德尔布罗函数(WM 函数), 是最著名的一类分形函数, 可模拟许多自然现象。单变量 WM 函数为

$$W(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} b^{-n(2-D)} (1 - \exp(ib^n t)) (\exp(i\varphi_n)) \quad (1.7)$$

它关于 t 连续, 但处处不可微, 其形态决定于参数 b 、 φ_n 和 D 。其中 $b > 1$, $1 < D < 2$, φ_n 为相位。由于地貌具有自仿射性, 这里的 D 值一般指局域维数。

B. 分数布朗运动(FBM), 这是把随机运动的赫斯特(Hurst)指数 H 从 0.5 扩展到 $0 < H < 1$ 的一种随机模型。设 $B_H(t)$ 为运动粒子的坐标, 则有

$$V(t-t_0) = \left\langle (B_H(t) - B_H(t_0))^2 \right\rangle \propto |t-t_0|^{2H} \quad (1.8)$$

式中, $H=2-D$, 这给出的是地貌轮廓的分维。实际上 $B_H(t)$ 有较复杂的形式, 如:

$$B_H(t) = \frac{1}{\Gamma(H+1/2)} \int_{-\infty}^t (t-t')^{H-1/2} dB(t') \quad (1.9)$$

其中, $\Gamma(x)$ 是 Gamma 函数。

C. 乔木函数, 这是由被不同标度因子衰减的频率构成的金字塔复合体。

$$f(x, y) = \sum_{n=1}^{\infty} b^n \psi(2^{n-1}x, 2^{n-1}y) \quad (1.10)$$

式中, $1/2 < b < 1$, $(x, y) \in I^2$, 函数 ψ 为生成核, 有两个三角函数构成, 如

$$\psi(x, y) = |2x - \text{int}[2x]| * |2y - \text{int}[2y]|, \quad \text{int}[x] \text{ 表示取整数。}$$

由乔木函数产生的图形分维数 $D = \ln(8b)/\ln 2$, 当 $b = 0.5$ 时, $D = 2$; 当 $b = 1$ 时, $D = 3$, 可见这是描述山形的一种有用函数。

地貌分形理论中最重要的就是分维数的计算, 方法较多。常用于测定地貌轮廓的分维数 $D = 3 - H$, H 为地貌高度。

(5) 扩散方程(林秋雁和石耀霖, 1992):

$$\frac{\partial H}{\partial t} + U \cdot \nabla H = \frac{DH}{Dt} = \frac{1}{d} \nabla \cdot (-K(\nabla H)^n) + A \quad (1.11)$$

式中, H 为高程, 单位为 m; t 为时间, 单位为 s; d 为密度, 单位为 kg/m^3 ; A 为构造运动造成的垂直抬升或沉降速率, 单位为 m/s; U 为水平构造运动速度, 单位为 m/s; $U \cdot \nabla H$ 为水平构造运动造成的地形错动和变迁; ∇H 为坡度; K 为扩散系数, 对于坡地 K 值约为 1 kg/ma ; 对于大的江河 K 值约为 10^{13} kg/ma ; q 为被搬运物质的流量, 单位为 kg/ms , $q = -K(\nabla H)^n$ 为经验公式。

需要注意的是, 如果基岩被侵蚀, d 就是基岩密度; 如果沉积物被侵蚀或基岩上沉积新沉积物, d 为沉积物的密度; 当 $DH/Dt < 0$ 时, d 为被侵蚀的岩石或沉积物的密度; 当 $DH/Dt > 0$ 时, d 为搬运来沉积物质的密度。

在顺坡物质搬运量与坡度遵从线性关系 $q = -K(\nabla H)$ 时, 地貌演化方程简化为

$$\frac{DH}{Dt} = \frac{1}{d} \nabla \cdot (-K(\nabla H)) + A$$

在风起主要作用的地方和滨海、深海地区, $q = \alpha C \sqrt{\frac{d\rho}{Dg}} (u_z - u_t)^3$, 地貌演化方程转

变为

$$\frac{\partial H}{\partial t} + U \cdot \nabla H = \frac{DH}{Dt} = \frac{1}{d} \nabla \cdot \alpha C \sqrt{\frac{d\rho}{Dg}} (u_z - u_t)^3 + A$$

式中, α 为常数; C 为分选系数; d 为颗粒大小; D 为标准颗粒大小; ρ 为空气密度; g 为重力加速度; u_z 为高度 z 的风速; u_t 为起砂风速。

(6) 流域面积和周长关系(汤家法和李泳, 1998):

$$\beta = -\ln \frac{S}{C^2} = -\ln \frac{S}{(\Delta h / \Delta q)^2} \quad (1.12)$$

式中, β 为面积与周长平方比的自然对数; S 是流域面积; C 是流域周长; Δh 是相对高差; Δq 为相对切割程度。 β 的差异能够反映出区域地貌演化的时间特征, 值偏大, 说明地貌发育阶段较年轻。

(7) 元胞模型

元胞自动机 (cellular automata, CA), 最早由冯·诺依曼 (John von Neumann) 和乌尔姆 (Stanislaw M. Ulam) 在 20 世纪 40 年代提出 (黄翊和刘高焕, 2005)。元胞自动机是时间、空间、状态都离散, (空间的) 相互作用及 (时间上) 因果关系皆局部的网格动力学模型 (汤君友和杨桂山, 2003)。CA 模型不同于一般的动力学模型, 它没有明确的方程形式, 而是包含了一系列模型构造的规则, 凡是满足这些规则的模型都可以算是 CA 模型。因此, 确切地讲, 元胞自动机是一类模型的总称, 或者说是一个方法框架 (周成虎等, 1999)。

用集合的语言可以将 CA 模型描述为

$$S_{t+1} = f(S_t, N) \quad (1.13)$$

式中, S 为有限集合, 代表元胞状态; N 代表元胞邻域; t 表示时间; f 为局部转换规则 (汤君友和杨桂山, 2003)。

CA 理论在地学中的应用最早可追溯到 20 世纪 60 年代。标准的 CA 系统是一个由元胞 (cells)、元胞状态 (cellular states)、邻域 (neighbors) 和规则 (transition rules / functions) 构成的四元组。CA 模型可用公式简单地描述如下:

$$A = (C, S, N, R) \quad (1.14)$$

式中, A 为元胞自动机; S 为元胞状态; N 为邻近关系; R 为状态转换规则。CA 的基本原理就是一个元胞下一时刻的状态是上一时刻其邻域状态的函数 (陈建平等, 2004)。

根据前面的文献资料可知, 高程-面积积分曲线 (Strahler 曲线)、地貌信息熵、侵蚀积分值以及流域面积与周长关系比, 都是依据 Davis 提出地貌侵蚀循环理论, 分析地貌演化阶段。地貌分形理论主要是计算分维数, 常用于测定地貌轮廓。扩散方程中纳入了地貌演化过程的非线性特征和地质过程中一些随机因素 (地质运动、构造运动) 的影响。元胞模型用于地貌演化模拟虽然具有很多优势, 但是由于地貌演化的复杂性, 使得元胞模型在地貌演化中的应用还存在很多困难尚未解决。

纵观上述文献, 长期的调查研究, 积累的大量的数据基础和科研成果, 为本书研究新疆数字地貌空间分布格局、形成演化特征, 地貌区划、区域地貌特征以及数字地貌应用提供了一定的参考价值, 对完善分析思路、方法选择等具有一定的借鉴作用。

2. 新疆地貌研究现状

1) 新疆地貌宏观格局研究

新疆位于干旱的欧亚大陆腹地, 其独特的地貌特征一直备受中外学者的关注 (杨利普, 1984)。新疆地貌研究的过程大体上可以划分为解放前和解放后两大阶段。

解放前, 前人对新疆地貌的研究十分薄弱, 可供查阅的资料文献十分有限而且记载零散。主要有一些中外探险家、旅行家及地学工作者, 曾对盆地及平原区进行过调查, 侧重于路线考察和记述, 资料零星。如 1911 年由清末新疆通志局修纂的《新疆图志》对乌鲁木齐地区的地形山川河流进行了论述。《汉书·地理志》《周书·西域传》和《大唐西域记》等对沙漠有所描述。19 世纪 80 年代, H. M. 普尔热瓦斯基、M. B. 彼夫佑夫、K. M.

磊, 2008)。全疆日较差一般都在 12°C 上下, 最大可达 35.8°C 。其年均降水量 188.1 mm , 为全国平均 630 mm 的 $1/4$, 是全国降水量最少的地区。全年无霜期北疆为 150 天, 南疆为 200~250 天。丰富的光热资源, 有利于棉花、糖类、瓜果等农作物生长(中国自然资源丛书编撰委员会, 1995)。

土壤是土地资源的重要组成部分。新疆土壤有机质含量较低, 质地较差, 一般肥力较低。境内土壤具有明显的水平和垂直地带分布规律, 两大盆地在温性和暖湿性干旱气候影响下由北向南形成棕钙土、灰钙土、灰棕荒漠土、棕漠土等水平地带性分布(崔文采, 1987; 江凌等, 2005)。此外, 盆地中尚有大面积的盐渍土、风沙土, 以及零星分布的草甸土、沼泽土等隐域性土壤(非地带性土壤)。山区土壤由于海拔和光热状况的不同具有垂直地带性分布的特点(中国自然资源丛书编撰委员会, 1995)。

新疆河流绝大部分属于内陆河流, 另外还有流入境外国湖的河流: 准噶尔盆地西部的额敏河, 天山西部的伊犁河和帕米尔高原个别河流。全疆有大小河流 570 余条, 大多流程短、水量少; 其中年径流量在 1 亿 m^3 以下的河流有 487 条, 径流总量仅有 82.9 亿 m^3 ; 年径流量在 10 亿 m^3 以上的河流有 18 条, 年径流量达 534 亿 m^3 , 占全疆总流量的 60.4%。新疆河川径流总量为 882 亿 m^3 , 其中国外来水量 88 亿 m^3 , 出境水量 244 亿 m^3 , 地下水天然补给量 65 亿 m^3 , 地下水保采量为 252 亿 m^3 。按土地面积计算, 新疆属于贫水地区。水资源分布不均的地域性特点制约着新疆各地区土地利用的规模(中国科学院新疆综合考察队, 1966)。

总的来说, 新疆全区地形复杂多样, 气候差异显著, 资源丰富, 具有良好的发展前景。对于存在的问题需要借助科学手段来认识、分析, 从而解决问题。在地球表层系统中, 地貌是最重要的组成要素, 它影响并制约着水文、气候、土壤等其他生态与环境因子的空间分布与变化, 而且地貌因素也是影响各类生产、生活的基础条件。因此, 研究新疆区域地貌空间分布格局及其演化, 有利于深入了解各种地貌类型的空间组合特征, 正确认识地貌形成演化机制和因地制宜的利用和改良地貌条件, 进而分析地貌与生态环境保护、国土资源开发利用的关系, 为国民经济建设、环境保护、生态保育与重建以及国防建设等提供必要的区域地貌信息和重要的科学指导。

3. 地貌轮廓

新疆地貌的山盆结构特征非常典型, 山地与盆地相间排列, 北部为阿尔泰山, 南部为昆仑山, 天山横亘中部, 将新疆分为南疆和北疆两部分, 南部为塔里木盆地, 北部为准噶尔盆地(图 2.2)。其中, 塔里木盆地是中国最大的盆地; 塔克拉玛干沙漠位于盆地中部, 是中国第一、世界第二的流动沙漠; 塔里木河长约 $2\ 100\text{ km}$, 是中国最长的内陆河; 艾丁湖是我国海拔最低的湖泊, 海拔约 -154 m (新疆维吾尔自治区测绘局, 2004; 中国科学院新疆综合考察队, 1978)。

新疆的三大山系与两大盆地大致沿纬线方向伸展, 影响了自然条件的各个方面, 具有鲜明的水平和垂直地带性分布现象(中国科学院新疆综合考察队, 1978; 杨利普, 1987a)。北部阿尔泰山山脉为北西-南东走向, 中部天山山脉总体上呈现出自西向东走勢, 南部昆仑山山脉大体遵循自西向东的走向, 但中部向南突出。昆仑山从北至南, 山地海

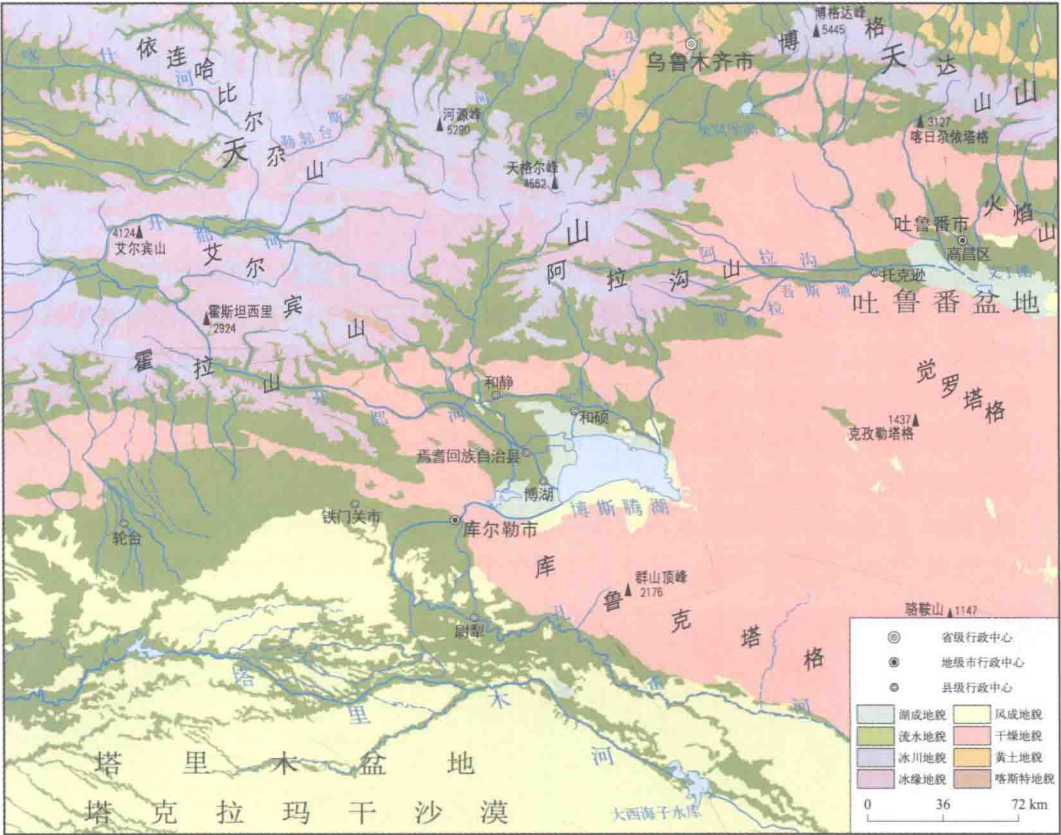


图 5.16 开都河-孔雀河流域地貌成因类型空间分布特征

(1)开都河

开都河流经大、小尤尔都斯盆地的河段为其上游，从小尤尔都斯流入大尤尔都斯需要穿过额尔宾山与那拉提山之间的一段峡谷；开都河的中游河段位于霍拉山与额尔宾山之间的峡谷地段，这一段河谷循纵向断层带发育，第四纪以来流路没有经历显著变化(中国科学院新疆综合考察队等，1978)；开都河流入焉耆盆地后的河段为其下游(图 5.17)。在不同河段作横剖面，分析开都河地貌发育状况，如图 5.18。

剖面线 L1~L3 位于开都河的下游，剖面线 L1、L2 分布在焉耆盆地，剖面线 L3 位于河流出山的峡谷处(图 5.17)。剖面线 L1 从 A 到 B 的横剖面横穿焉耆盆地，开都河位于盆地中央；为了能更清晰地看清楚该河段开都河河床的落差，在剖面线 L1 上选择从 C 到 D 作剖面，可以看出河床落差不到 10 m，而且河流分汊较多，汊流之间分布有沙洲。剖面线 L2 从霍拉山到额尔宾山山前平原，位于开都河在焉耆盆地形成的三角洲中部，比较靠近霍拉山，河道落差在 200 m 左右，形成规模较小的“U”型河谷。剖面线 L3 从霍拉山到额尔宾山低山丘陵区，河谷呈“V”型，河道底部与两边山脉的落差约 300 m 左右。

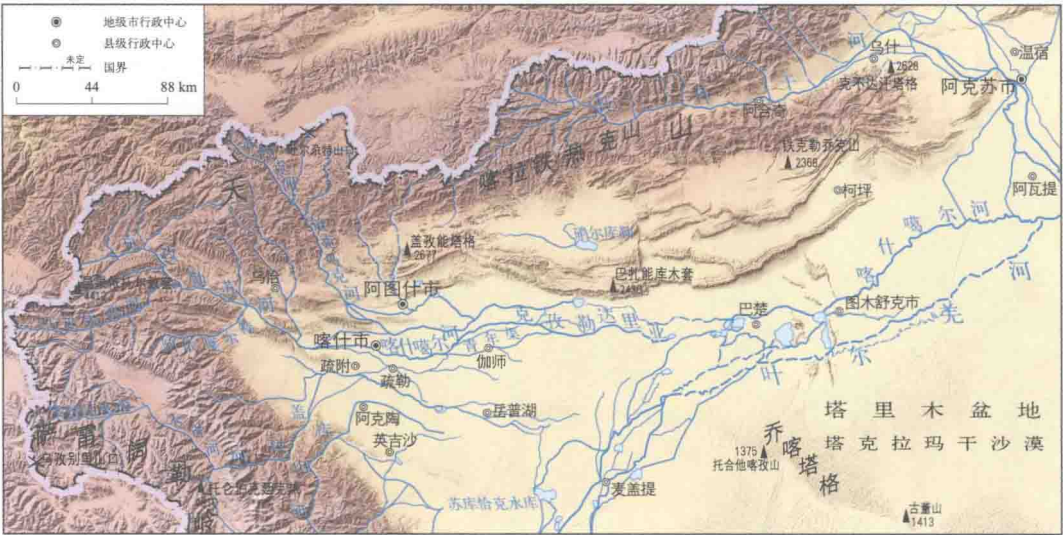


图 5.28 喀什噶尔河流域地势特征



图 5.29 喀什噶尔河流域地貌成因类型空间分布特征

在不同河段作横剖面，共选择 9 条剖面线，如图 5.30 和图 5.31。剖面线 L1、L2 和 L3 分布在恰克马克河与克孜勒苏河上游；剖面线 L4、L5 以及 L6 分布在恰克马克河与克孜勒苏河的中下游；恰克马克河与克孜勒苏河汇流后的喀什噶尔河上，分布着剖面线 L7、L8 以及 L9。

恰克马克河与克孜勒苏河上游的剖面线 L1 和剖面线 L2，剖面特征相似：海拔高度均在 2 200 m 以上，河谷切割多次成“V”型，地势陡峭(图 5.31)。克孜勒苏河所处地带海拔低于恰克马克河，前者谷底高程为 2 400 m 和 2 200 m，后者谷底高程为 3 000 m 和 2 600 m；前者高程落差 400 m、200 m，后者高程落差 300 m、400 m。剖面线 L3 经过地

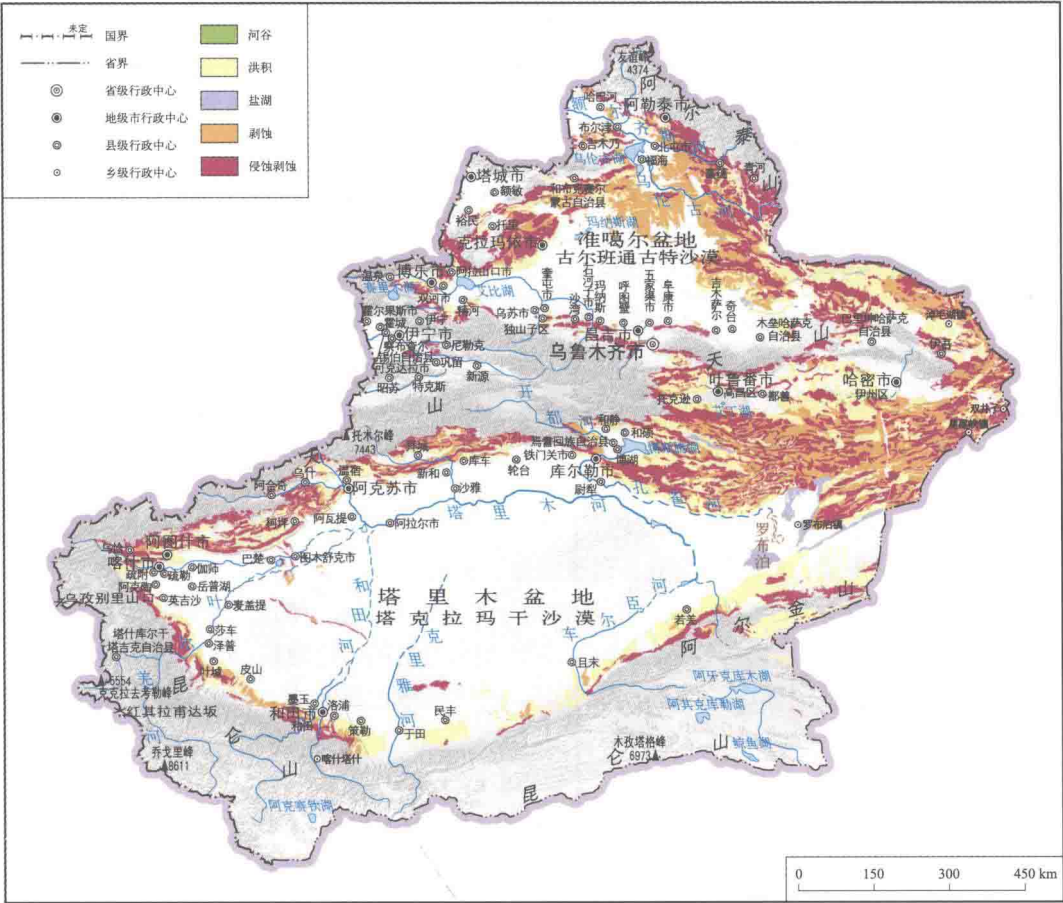


图 5.48 干燥地貌主力作用方式分布图

干燥洪积扇平原：指在干燥环境下间歇性水流堆积作用形成的扇形平原，面积 $3.398 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，分布范围较广，大多位于山麓地带，天山南坡相对较多。

干燥洪积低台地：指由于地壳抬升或其他原因导致的侵蚀基准面下降，或者是由于河流摆动，原来的干燥洪积平原被切割形成的相对高差较小的台地，面积 $1.837 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，主要分布在天山东部的吐哈盆地、嘎顺戈壁以及塔里木盆地周边。

干燥洪积高台地：指由于地壳抬升或其他原因导致的侵蚀基准面下降，或者是由于河流摆动，原来的干燥洪积平原被切割形成的相对高差较高的台地，面积 $0.498 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，主要分布在吐哈盆地和嘎顺戈壁。

(4) 剥蚀地貌

干燥剥蚀平原：指在干燥环境下由剥蚀作用塑造的平原，剥蚀作用导致地面物质破坏，发生垂向或横向移动，同时促使高程降低，面积 $3.474 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，分布范围广泛，主要分布在准噶尔西部山地、卡拉麦里山、嘎顺戈壁、诺敏戈壁、觉罗塔格山、库鲁克塔格山等地区。

干燥剥蚀低台地：指由于间歇性流水切割干燥剥蚀平原形成的相对高度较小的台地，