首都师范大学

硕士学位论文

基于GIS的地貌面和水系特征提取分析应用研究

姓名：魏波

申请学位级别：硕士

专业：地图学与地理信息系统

指导教师：刘先林;张爱武

20080520

摘 要

随着地理信息系统的发展应用，地学研究已经从定性研究向半定量定量化方向发展。地貌面破坏和变形的解析是研究新构造运动最基本和实用的方法之一。以地貌面为标志可以较好地分析新构造运动所造成的区域构造变形。运用地理信息系统的空间分析功能，利用数字高程模型数据进行坡度、坡向解算，高程分类等地貌面分析，再结合遥感解译，野外地质地貌调查、地貌面的年代测定，能较好地研究新构造运动。

河流的形成演变一方面受流水自身运动规律控制，另一方面受地质构造控制，两者互相影响，塑造河流地貌。可以认为，河谷常是地质构造上的薄弱带。它可以是软弱岩层或岩石的分布带，也可以是断裂或节理的发育带。由于这些地带抗流水侵蚀能力弱，易快速发育成河谷，因此，河谷时而顺直，时而转折，其中都蕴藏有地质构造的形迹。利用 DEM 等数据进行 GIS 水文分析，提取河网水系，流域分割等，分析水系，建立水系密度计算模型，产生水系和水系密度分布图等，可以较好地研究现代构造运动特点。

本论文首先阐述了地理信息系统的基本原理、内容与应用，然后重点分析研究了坡度、坡向地貌面特征提取原理、新构造运动的内容。在对鲜水河—小江断裂带区域进行遥感解译和野外调查的基础上，根据数字高程模型，分析了该区域的地貌特征，研究活动构造变形量，重点讨论了讨论大凉山断裂带的几何展布、左旋滑移量和左旋滑动速率活动性等特征。另一方面，分析研究了水文水系的类型、水系特征与活动构造、地质发育的关系，设计开发了水系密度分析算法，然后，运用 GIS 水文模型，利用华北断块区的鄂尔多斯活动断块的南边界带--渭河断陷带区域的 DEM 数据，分析求解了该地区的河网水系，并利用 Visual C++开发平台，在 MFC 的基础上，采用 C++语言开发实现水系线密度分析软件，处理水系数据，为研究分析鄂尔多斯断块的南边界—渭河断陷带的地质活动构造断裂带提供依据和支持，继而分析了该地区主要断裂的活动特征。

关键词：地理信息系统，地貌面，水系，活动构造，断层

Abstract

With the development of Geographic Information System applications,Geography has developed from the study of qualitative research to semi-quantitative and quantitative direction. The analytical study of geomorphologic surface destruction and deformation is one of the most basic and practical methods of the study of new tectonic movement.Taking the surface topography as the sign can be used to better analyze the regional tectonic deformation caused by the new tectonic movements The application of GIS spatial analysis functions, digital elevation model data to conduct slope, aspect calculation, elevation classification of landform analysis, in combination with remote sensing, field geology, geomorphology investigation and the determination of the surface topography, can be used to better study new tectonic movement.

On one hand, the formation and evolution of river water are controlled by the water movement of its own, on the other hand, by the geological structure, which affect each other, and shape the river landscape.It can be said that the valley is often the weak belt of geological structure, which can be soft rock or the distribution belt of rocks, or the development zone of a fracture or joint. As a result of low resistance to water erosion, these areas are prone to rapid development into the valley. Therefore,the valley, sometimes straight, sometimes turning point, contains all the traces of geological structure. The application of data like DEM to conduct GIS hydrological analysis, extraction river network, watershed segmentation, analysis water system, the establishment of water density calculation model, water and water density distribution chart, and so on, can be used to better study the characteristics of modern tectonic movement.

This paper first expounds the basic principles, content and applications of GIS, and then focus on the analysis of extraction principle of slope, aspect of landscape feature, and the contents of the new tectonic movements. On the basis of regional remote sensing and interpretation of field investigations conducted in Xianshuihe—Xiaojiang fault, in accordance with the digital elevation model, this paper analyzes the region's landscape features, tectonic deformation of research activities, and focuses on the discussion of the geometric distribution, L-L-slip sliding rate of activity, and other characteristics of the Daliangshan fault. On the other hand, the analysis of the relationship between the type of stream hydrology, water features and active tectonics, geological development, and the design and development of the stream density analysis algorithms are presented in this paper. Then, taking advantage of GIS hydrological

model of the south boundary of North China block in the Ordos activities fault -- with the Weihe River region fault DEM data, this paper analyses the River Network of this region. Besides, on the basis of MFC, using Visual C + + development platform and C + + language development for water line density analysis software to carry out data stream processing provides fault basis and support for the research and analysis for the southern border Ordos block -- the geological tectonic activities of Weihe fault. Finally, this paper analyses the region's main fracture characteristics of the activities.

Keywords: Geographic Information Systems, Surface topography, the Water System, Activity Tectonics, Fault

首都师范大学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：魏波

日期：2008 年 5 月 29 日

首都师范大学位论文授权使用声明

本人完全了解首都师范大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版。有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅。有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索。有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

学位论文作者签名：魏波

日期：2008 年 5 月 29 日

第一章 绪论

1.1 选题依据、国内外研究现状

1963年，加拿大学者R. F. Tomlinson首先提出了地理信息系统这一概念，并开发出了世界上第一个地理信息系统（CGIS）。随着计算机软硬件和通讯技术的不断进步，地理信息系统的理论和技术方法已得到了飞速的发展，其研究和应用已渗透到自然科学及应用技术的很多领域，如地理学、地质学、环境监测、土地利用、城市规划和交通安全等等，并日益受到各国政府和产业部门的重视。

1.1.1 地理信息系统地貌面分析

地理信息系统空间分析是基于地理对象的位置和形态特征的空间数据分析技术，其目的在于提取和传输空间信息。根据空间分析作用的数据不同，可以分栅格模型空间分析和矢量模型空间分析。其中，基于栅格数据和数字高程模型（Digital Elevation Model，简称DEM）,可提取计算出区域的地貌特征，如等值线、坡度、坡向、山体阴影等，对这些因子进行分析，可提取相关区域的地貌特征。

应用地貌理论进行活动构造研究，是一种比较成熟的、传统的研究方法。中外地质学家研究活动构造断裂带地形地貌特征时，多采用传统的手段，如河流地貌、冰川地貌以及构造年代学等，并已经取得了丰硕的成果（吴忱，张秀清等，1996；王数，东野光亮 主编，2005；邓起东，2002）。近年来，随着计算机、地理信息系统(GIS)技术的发展，国内外许多研究者利用 GIS 平台，结合数字高程模型(DEM)数据，进行了不同层次的地学分析研究及应用，在理论探讨、实际应用等方面都取得了较好的成绩（宫鹏，2000；Balazs Szekly，2001；邓起东，陈立春等，2004；张会平，刘少峰，2004；刘少峰，王陶等，2005；张会平，杨农等，2006）。

近年来，数字高程模型(DEM)空间分析技术已被广泛地应用于古地形(Paleo-suffface)恢复重建，如美国西部洛基山脉的新生代古地形、瑞典西南部地区的前寒武系基岩基底的古地形、比利牛斯山 Estib~re、Water-she 地区的古数字高程模型(Paleo—DEM)以及匈牙利B&zsSny山脉地区的原始火山地形(Rodriguez F，Marie E，Courjault-Rade P，et a1,2002)。Fielding等(Fielding E J，Isacks B，Barazangi Meta1,1994)以每度网格为1200~1200像素的高程数据为基础，构建青藏高原及邻区的高分辨率数字高程模型，数据的像素分辨率为3弧秒(3 arcsecond)。通过统计100 km x 5 km的条带剖面段生成最大高程、最小高程和平均高程剖面，并结合降雨量、坡度、基底岩性等相关分析，认为青藏高原现今低起伏的地貌特征，特别是北部和中部，意味着第三纪晚期和第四纪以来青藏高原上地壳并未经历强烈

的断裂活动和褶皱造山作用，并因此指出青藏高原新生代以来的强烈隆升无法通过上地壳大规模缩短模型来体现，进而说明印度板块向亚欧板块下俯冲模型、贯入模型和下地壳流动模型更适合于解释高原的隆升。

陈正位等（2004）和张会平等（2004）分别利用数字高程模型对亚东-谷露构造带和岷山构造带进行了构造地貌方面的研究，显示出较好的效果。程三友等（2005）利用 DEM 数据模拟分析了大别山的构造地貌。

1.1.2 水文分析

河流的形成演变一方面受流水自身运动规律控制，另一方面受地质构造控制，两者互相影响，塑造河流地貌。可以认为，河谷常是地质构造上的薄弱带。它可以是软弱岩层或岩石的分布带，也可以是断裂或节理的发育带。由于这些地带抗流水侵蚀能力弱，易快速发育成河谷，因此，河谷时而顺直，时而转折，其中都蕴藏有地质构造的形迹。利用 DEM 等数据进行 GIS 水文分析，提取河网水系、流域分割等，分析水系，建立水系密度计算模型，产生水系和水系密度分布图等，可以较好地研究现代构造运动特点，揭示河流地貌发育的阶段特点。

河流水系和构造活动有着非常密切的相互关系（Stanley A. Schumm,Jean F. Dumont &J John M. Holbrook，2000）。刘静等（2006）利用数字高程模型(DEM)，选取青藏高原北部及高原内、外流区域进行大尺度的定量地貌分析，研究结果揭示出青藏高原内部平坦的地貌与内流水系 4000-4500m 基准面紧密相伴，高原内流区与外流区之间在地势起伏特征上存在明显的差异性，指出这些相关地貌特征表明水系的发育程度和特征对地形起伏的演化起着重要的作用，进而对造山成因的高原地形起伏的演化和高原内部地势平坦面的成因提出了新的解释。陈正位等（2004）和张会平等（2004）分别利用数字高程模型对亚东-谷露构造带和岷山构造带进行了构造地貌方面的研究，显示出较好的效果。程三友等（2005）利用 DEM 数据分析指出了水系的发育在某种程度上反映地貌的特点。

1.1.3 地质构造

地表形态特征的发生，发展和变化，都是地壳各部分质点运动的综合表现。这种由地球内部动力作用引起的地壳结构改变与变位的运动，称地壳运动。地质构造，是地壳运动的产物。由于地壳的长期运动，造成岩层的产状和岩层的弯曲，断开或产生位移的变化，称为地质构造。地质构造也简称构造，地壳或岩石圈各个组成部份的形态及其相互结合方式和面貌特征的总称。地质构造的规模，大的上千公里，需要通过地质和地球物理资料的综合分析和遥感资料的解译才能识别，如岩石圈板块构造。小的以毫米甚至微米计，需要

借助于光学显微镜或电子显微镜才能观察到，如矿物晶粒变形、晶格的位错等。

断层是岩层在力的作用上发生破裂，破裂面两侧的岩石沿着破裂面发生显著相对位移的一种断裂构造。断层是岩层或岩体顺破裂面发生明显位移的构造。断层在地壳中广泛发育，是地壳中最重要的构造之一。断层常常构成一定地区的构造格架。地壳中的一个裂口或破裂带，而且沿着它相邻的岩体发生了运动。断层长度变化很大，从几厘米至几百公里不等，两盘之间的位移量也可有这样大的变化。断层是构造运动中广泛发育的构造形态。它大小不一、规模不等，小的不足一米，大到数百上千千米，但都破坏了岩层的连续性和完整性。在断层带上往往岩石破碎，易被风化侵蚀。沿断层线常常发育为沟谷，有时出现泉或湖泊。地壳断块沿断层的突然运动是地震发生的主要原因。

1.2 论文研究内容、思路和方法

1.2.1 研究内容

(1)利用高精度的DEM数据，通过GIS的空间分析方法提取地貌面，分析活动构造。

断裂的滑动速率是在某一时间段内断裂错动的速度(Wallace,1970；Schwartz，1988；张培震等，1996)是反映断层活动强弱的一个重要标志，而测定断裂滑动速率需要精确的位移量及可靠的位移发生年代。地貌面是进行上述断裂滑动速率研究时一个重要的量化标志，一般包括夷平面与河流阶地面，以及与夷平面、阶地面相对应的岩溶面等。过去我们通常采用测量局部断错地貌测量和年代测定方法来估计断裂的滑动速率。最近几年GIS技术和高精度的DEM数据的发展，为我们开劈了一条从全局的角度定量化研究活动构造途径，而不是以往从局部的角度。本研究利用 GIS 软件对鲜水河-小江断裂带中段的数字高程模型（DEM）进行空间分析，求解坡度、坡向、地貌，分析鲜水河-小江断裂带活动构造。

(2)利用高精度的DEM数据，通过GIS的水文分析方法研究河流网络与构造活动关系。

河流的展布格局与构造有密切的联系。大区域内河流展布格局受该地区地势特征控制，而地势特征，受控于大构造。我国地势西高东低，西部是青藏高原，是全球隆起最高的陆地，由此向东地势逐渐低，由此决定了我国主要的河流——长江、黄河及珠江都自西向东入海。与此同时，西南部的主要河流澜沧江、怒江等均环绕青藏高原东侧，沿横断山脉由北向南入海。这种展布格局是受青藏高原这一地势的控制，而青藏高原的隆起却是印度板块向欧亚大陆俯冲并发生碰撞的结果。对于小区域而言也是如此，河流水系网络不仅受控于岩性、构造等地质地貌格架，还受控于活动构造。

因此，运用 GIS 技术，建立数字高程流域水系模型（Digital Elevation Drainge Network Model：DEMDNM)，对DEM数据进行水文分析，提取河网水系和流域，对水系网络

以及水系线密度进行分析，从中获取新构造或活动构造信息。在鲜水河-小江断裂带中段的菱形构造区，用上述技术手段分析区内水系网络特征和水系线密度，并从中获取活动构造信息，对于认识西安地区断裂带的运动学和动力学特征具有重要的意义。

1.2.2 研究思路和方法

搜集计算机图像处理、地理信息系统、DEM 空间分析、地质活动构造、构造地貌研究等方面的文献资料，分析总结国内外的研究现状，研究分析怎样求解坡度、坡向、地貌面特征、河流水系，以及它们和构造活动的关系，继而进行实验分析。

利用软件对研究区重点地段 DEM 地形数据进行空间分析，计算海拔(了解各级地貌面海拔高度)、地势起伏度(了解地貌起伏状况)、三维景观图(了解整体地貌形态)、坡度坡向图(识别陡坡与夷平面)，提取分析地貌面和地貌面的变形量，提取出高精度的水系图，计算水系密度，通过研究地貌面、河流网络和构造活动关系，来研究分析断裂带的构造活动。

第二章 地理信息系统原理与应用

2.1 地理信息系统概述

地理信息系统（Geographical Information System,简称 GIS）又称空间信息系统（Spatial Information System），它所处理的对象是我们人类社会赖以生成的地球三维空间中的物体。由于研究和应用领域的不同，人们对地理信息系统的定义仍然存在着分歧。从学术观点来看，人们对GIS有如下三种观点：地图观，数据库观，空间分析观，即：

1)地图观：持地图观的人主要来自景观学派和制图学派，他们认为GIS是一个地图处理和显示系统。在该系统中，每个数据集被看成是一张地图、或一个图层（layer)、或一个专题(theme)、或覆盖(coverage)。利用 GIS 的相关功能对数据集进行操作和运算，就可以得到新的地图。

2)数据库观：持数据库观点的人主要来自于计算机学派，他们强调数据库理论和技术方法对GIS设计、操作的重要性。

3)空间分析观：持此种观点的人主要来自于地理学派。他们强调空间分析和模拟的重要性。实际上，GIS的空间分析功能是它与CAD、MIS等系统的主要区别之一，也是GIS理论和技术方法发展的动力。

根据地理信息系统的功能和应用，GIS的定义主要有如下四种：

1)面向数据处理过程的定义：地理信息系统是一个具有输入、存储、查询、分析和输出地理数据的计算机系统。

2)面向专题应用的定义：根据处理信息的类型来定义地理信息系统，如房地产管理信息系统，土地管理信息系统，城市交通管理信息系统，资源开采管理信息系统等。

3)工具箱定义：这种定义基于软件系统分析的观点，认为地理信息系统包括各种复杂的处理空间数据的计算机程序和各种算法。工具箱定义系统地描述了地理信息系统应具备的功能，这为软件系统的评价提供了基本的技术指标。

4)数据库定义：强调分析工具与数据库管理系统的联接。一个通用的地理信息系统可以看成是许多特殊的空间分析方法与数据库管理系统的结合。

显然，上述四种定义都具有局限性，并未全面反映地理信息系统的内涵。

考虑到地理信息系统与数据库、CAD 等理论和技术的区别，一般认为，地理信息系统是由计算机软硬件、地理数据和用户组成的，通过对地理数据的采集、输入、存储、检索、操作和分析，生成并输出各种地理信息，从而为工程设计、土地利用、资源管理、城市管理、环境监测、管理决策等应用服务的系统，是计算机科学、遥感与航测技术、计算机图

形学、计算机辅助设计、应用数学、地理学、地质学等学科综合发展的产物。

2.2 地理信息系统基本内容

(1)数据获取

地理空间数据是地理信息系统的血液。地理信息系统处理的空间数据用数字表达可以归结为四大类：数字线划数据、影像数据、数字高程模型和地物的属性数据。数字线划数据是将空间地物直接抽象为点、线、面的实体，用坐标描述它的位置和形状(龚健雅，2001)。影像数据包括遥感影像和航空影像。数字高程模型（Digital Elevation Model，简称 DEM)，它是用一组有序数值阵列形式表示地面高程的一种实体地面模型，是数字地形模型(Digital Terrain Model，简称 DTM)的一个分支。数字高程模型数字高程数据可以从已有的等高线图上获取，也可以利用摄影测量方法得到。第一个被广泛使用的 DEM 数据是美国国防制图局开发的美国北美地区的 DEM，该 DEM 的数据是用扫描 1：25 万比例尺的地形图等高线获取的。我国国家基础地理信息中心也有类似的 DEM 数据。属性数据包含两方面的含义：一是它是什么，即它有什么样的特点，划分为地物的哪一类，这种属性一般可以通过判读，考察它的形状和其他空间实体的关系就可确定；第二类属性是实体的详细描述信息。

(2)空间数据表达和存储

地理信息系统中的空间概念常用“地理空间”来表达。一般说来，地理空间被定义为绝对空间和相对空间两种形式。绝对空间是具有属性描述的空间位置的集合，它由一系列的空间坐标值组成。相对空间是具有空间属性特征的实体的集合，它是由不同实体之间的空间关系构成。

地理空间的空间对象主要有以下几种：

1）矢量表达法

矢量表达法主要表现了空间实体的形状特征。可分为三种类型：（1）0 维矢量，0 维矢量为空间中的一个点（point)。点在二维、三维欧氏空间中分别用(x,y)和(x,y,z)来表示。（2）一维矢量，一维矢量表示空间中的线划要素，它包括线段、边界、弧段、网络等。在二维、三维欧氏空间中用有序的坐标对表示。(3)二维矢量，二维矢量表示空间的一个面状要素，在二维欧氏平面上是指由一组闭合弧段所包围的空间区域，所以，二维矢量又称多边形，是对岛、湖泊、地块、储量块段、行政区域等现象的描述。在三维欧氏空间中二维矢量为空间曲面。(4)三维矢量，三维矢量用于表达三维空间中的现象和物体，是由一组或多组空间曲面所包围的空间对象，它具有体积、长度、宽度、高度、空间曲面的面积、空间曲面的周长等属性。

2）栅格表达法

栅格表达法主要描述空间实体的级别分布特征及其位置。栅格类似于矩阵。在栅格表达中，对空间实体的最小表达单位为一个单元或象素(Cell 或 Pixel)，依行列构成的单元矩阵叫栅格(Grid),每个单元通过一定的数值表达方式（如颜色、灰度级）表达诸如环境污染程度、植被覆盖类型等空间地理现象。

除了航空、航天技术获取的影象资料可以直接通过栅格加以表达外，通过矢量到栅格的转换算法，栅格表达法同样可以表达 0 维、一维、二维等矢量图形或地理现象。此时、0 维矢量就是表现为具有一定数值的栅格单元，一维矢量就表现为按线性特征相连接的一组相邻单元，二维矢量则表现为按二维形状特征连续分布的一组单元。栅格表示法的精度与分辨率有关。

3）不规则三角网的表达方法

不规则三角网（Triangulated Irregular Network, 简称 TIN）属于镶嵌模型（Tessellation model）中的一种类型。利用 Delauney 三角剖分准则就可完成对 TIN 的自动生成。单个三角形的顶点就是原始数据点或其它空间信息的控制点。TIN 的表达方法主要有以下特点：能够表达不连续的空间变量。栅格方法很难处理逆断层、悬崖峭壁等特殊空间对象，而 TIN 的处理则相当容易。由于三角形顶点(Vertex)就是实际的控制点，所以，它对空间对象的表达精度较高。能够精确表达河流、山脊、山谷等线性地形特征。TIN 的空间几何特征为：三角形顶点、三角形边、三角面。

4）面向对象的表达方法

实际上，矢量表达方法中的点、线、面也是对象（Object），但它们是简单对象。面向对象（Object-Oriented，简称 OO）的表达方法是近年来发展起来的一种新的程序设计方法。面向对象方法的基本含义就是无论多么复杂的空间实体，都可以用一个对象来准确表示，而无需把复杂对象分解为单一的对象实体（如点、线、面、体），然后利用矢量表达方法加以表示。结合程序设计方法，通过分类、概括、联合、聚集四种数据处理技术就可以实现 OO 的各种表达方法。

(1)分类（classification)：把一组具有相同结构的实体归纳成类（Class)，而这些实体就属于这个类的对象。例如，对于地图，无论是等高线，还是等值线，我们都可以把它们定义为等值线类。

(2)概括(generalization)：把一组具有部分相同结构和操作方法的类归纳成为一个更高层次、更具一般性的类。前者成为子类，后者称为超类。例如，无论是何种建筑物，

都可以形成以结构类型、高度、层数等参数的基础的超类。

(3)联合(association)：把一组类似的对象集合起来，形成一个更高级别的集合对象(set-object)。集合中的每个对象称为它的成员对象（member-object），成员和集合对象间的关系是member-of的关系。例如，无论是线状地物，还是面状地物，都可以看成是弧段类的有序集合。

(4)聚集(aggregation)：与联合相似，但它是把一组不同类型的对象组合起来，形成一个更高级的复合对象(composed-object)，每个不同类型的对象是该复合对象的一部分，成为组件对象（component-object)。组件对象和复合对象间的关系是part-of。例如，与某一城市有关的空间实体类型包罗万象，从建筑物、道路、河流到污水、煤气、通讯管网工程，但可以把它们聚集成为一个复杂对象。

空间数据模型是在实体概念的基础上发展起来的，它包含两个基本内容，即实体组和它们之间的相关关系。实体和相关关系可以通过性质和属性来说明。空间数据模型可以被定义为一组由相关关系联系在一起的实体集（D.J.Peuqoet)。目前，与GIS设计有关的空间数据模型主要有矢量模型，栅格模型，数字高程模型，面向对象模型，矢量和栅格的混合数据模型等。前面四种模型属于定向性模型，在模型设计时只包括与应用目标有关的实体及其相互关系，而混合模型的设计则包括所有能够指出的实体及其相互关系。就目前的应用现状而言，矢量模型、栅格模型、数字高程模型相当成熟（目前成熟的商业化GIS主要采用这三类模型)，而其它模型，特别是混合模型则处于大力发展之中。

3)空间数据处理操作

空间数据处理包括：将原始采集的数据或者说不符合GIS质量要求的数据进行处理，以符合GIS的数据质量要求；对于已存储于GIS中的数据经过处理以派生出其他信息。具体包括空间数据的坐标变换、矢量和栅格的互转换、多源空间数据的融合、数据压缩与综合、点和区域的内插和图幅数据边沿匹配处理等。

4）空间分析

地理信息系统的空间分析功能包括空间特征的几何分析、数字地面模型分析、网络分析、数字影象分析和地理变量的多元分析。这些分析功能为用户提供了解决多种问题的有效手段，是地理信息系统的重要组成部分。

空间特征的几何分析是指以空间要素的定位数据为基础，通过数据集合的几何分析方法，确定空间要素多重属性的特征及其相互间的联系。与地理空间的表达方法一样，空间特征的几何分析包括矢量和栅格两种分析方法。矢量数据空间特征分析包括包含分析、多

边形叠置分析、泰森多边形分析、缓冲区分析。栅格数据的空间分析主要包括空间聚类、空间聚合、叠置分析等内容。

DEM是各种地学分析、工程设计和辅助决策的重要基础性数据，有着广泛的应用领域。例如，在地学分析中，用于自动提取各种地形因子、制作地质剖面图和划分地表形态类型；在工程勘探和设计中，可用于各种线路的自动选择、库坝的选址，以及土方、库容和淹没损失的自动估算等；通过与各专业部门数据的匹配分析，还可以进行遥感影象地形畸变的自动校正，以及进行土地利用规划的研究等。具体包括谷脊特征分析、淹没边界计算、剖面图的自动绘制、坡度、坡向分析、地表粗糙度计算、地表形态的自动分类。

网络分析包括最短路径分析、服务点的最优区位问题。空间变量的统计分析包括计算出两个或两个以上变量间的相关程度和性质的相关分析、回归分析、变量的筛选分析、聚类分析、趋势面分析和曲面磨光法分析等。

5）空间数据可视化与地图制图

空间数据可视化表示包括颜色、线型、符号、文字注记、统计图表、图像、录象、声音等。将用户查询的结果或是数据分析的结果以合适的形式输出是GIS问题求解过程的最后一道工序。输出形式通常有两种：在计算机屏幕上显示或通过绘图仪输出。

2.3 地理信息系统应用及发展趋势

随着信息技术的发展和GIS理论、技术方法的进步，GIS的应用早已渗透到人类生活的许多方面。可以说，只要研究对象或多或少与三维空间有关，就可以利用地理信息系统去解决相关问题。到目前为此，GIS在如下几个方面得到了普遍的应用，取得了明显的经济效益和社会效益。

(1)专题地图制图。如地形测量、人口、社会经济指标统计图等；

(2)矿产资源评价：应用于地质制图、工程地质、地质灾害、品位估算与预测等；

(3)环境评价与监测：环境影响评价、灌溉适宜性评价、污染评价等；

(4)土地、水资源调查与管理：土地管理、道路设计、文物保护、水质评价等；

(5)资源开采：主要完成生产图形的绘制与修改、开采技术参数的评价与预测、基础数据的管理等；

(6)管网、交通模拟模型：煤气管道、污水管道、输电线路、铁路、公路的网络模型研究；

(7)导航系统：空中管制、海图制作等；

(8)城市规划：居民点、商业网点、道路的设计，各种管网工程的设计与管理，各种

城市景观的规划与设计；

(9)教练与模拟：基于GIS和虚拟现实（Virtual Reality 简称VR）技术，可以实现飞行、军事演习等的模拟。

第三章 地貌面特征提取分析及其在新构造中的应用

地貌面破坏和变形的解析是研究新构造运动最基本和实用的方法之一。以地貌面为标志可以很好地分析新构造运动所造成的区域构造变形。运用GIS技术的空间分析功能进行地貌面分析是一项比较新的但较成熟的技术手段，分析精度主要依据于所用数据。用精度较高的DEM数据，再结合野外地质地貌调查、地貌面的年代测定，能极大地提高我们进行地貌面提取及其期次划分的效率和精度。

3.1 地貌面特征提取简介

3.1.1 新构造运动

新第三纪到现今的地壳运动称为新构造运动，这时期形成的构造则称为新构造。活动构造是指晚第四纪10—12万年以来发生过活动、现在正在活动、未来一定时期内仍可能发生活动的构造。它包括活动断裂、活动褶皱、活动盆地及活动地块变形和运动等各个方面（Molnar P, Tapponnier P，1975）。活动构造的活动特性主要包括活动的范围、活动的强度或幅度、活动的频度或次数、活动的时间以及活动历史等，从定量方面，对应的基本参数包括：断裂长度和分段长度、累积位移量和同震位移量、滑动速率、古地震、离逝时间以及缩短量等。其中断层位移量是最基础的活动性参数之一。活动断裂带附近阶地及洪积扇的发育，往往记录了断裂活动时间和强度的信息。

3.1.2 地貌面提取与活动构造

地质构造对地貌的发育会产生影响，同时地形因子在某种程度上会反映地质构造。不同的构造决定着其发育的地方形成的构造剥蚀、微地貌面地形特征主要有以下特点：1)坡度较小，起伏度较小；2)所在高程变化幅度不会太大；3) 阶地具有一定面积，且同类地貌面，在影像上表现为灰度的一致性。根据阶地面的地形信息特征，及影像的灰度特征，利用DEM及对应正射影像来提取阶地面。本论文主要分析坡度、坡向等地貌特征和活动构造的关系。

3.2 地貌面特征提取原理

3.2.1 数字高程模型

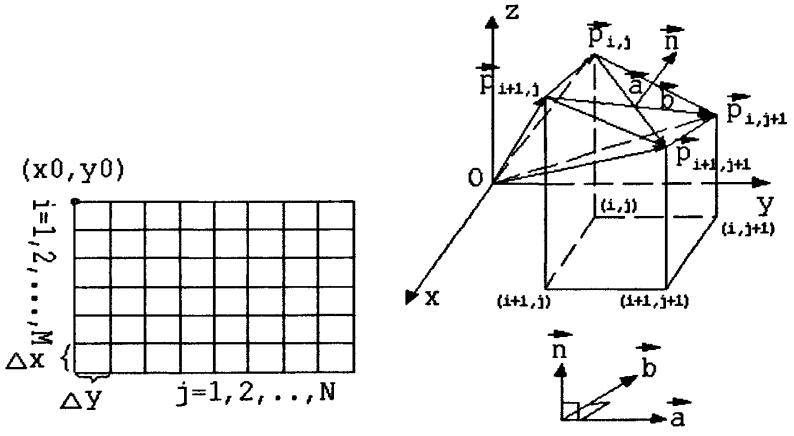
数字地面模型DTM(Digital Terrain Model)是定义在某一区域D(District)上的n维向量有限序论。若只考虑地貌的绝对高程分量，就称为数字高程模型 DEM(Digital Elevation Model)。DEM是表示区域D上的三维向量有限序列，用函数的形式描述为：

$$V_i = (X_i, Y_i, Z_i)(i = 1,2,3,\cdots,n)$$

其中 X_i, Y_i 是平面坐标，Z_i 是对应的高程。当该序列中各平面向量的平面位置呈规则格网排列时，其平面坐标可省略。从数字高程模型可以计算和派生描述地表起伏形态的各种数字地貌因子，如相对高度、坡度、坡向和面积等等。

3.2.2 坡度、坡向分析

据空间解析几何的原理，基本单位长度为 $\Delta x, \Delta y$，原点坐标为 (x_0, y_0) 的格网模型(图3-1(a))任一格网交点的标准向量为 $\vec{P}_{i,j}$ (图3-1(b))，即：



(a)　　(b)

图 3-1 格网模型空间向量分析示意图

$$\vec{P}_{i,j} = (x_0 + (i-1) \bullet \Delta x, y_0 + (j-1) \bullet \Delta y, z_{i,j}) \quad (i = 1,2,...,M) \quad (j = 1,2,...,N) \tag{3-1}$$

对于由四个相邻格网点确定的地表基本单元，其基本向量 $\vec{a}, \vec{b}$ 的计算公式如下：

$$\vec{a}_{i,j} = \vec{P}_{i+1,j+1} - \vec{P}_{i,j} = (\Delta x, \Delta y, z_{i+1,j+1} - z_{i,j})$$
$$\vec{b}_{i,j} = \vec{P}_{i,j+1} - \vec{P}_{i+1,j} = (-\Delta x, \Delta y, z_{i,j+1} - z_{i+1,j}) \tag{3-2}$$

通过基本向量 $\vec{a}, \vec{b}$ 就可以确定基本单元的空间特性。$\vec{a}, \vec{b}$ 向量的向量积就是基本单元的法向量 $\vec{n}_{i,j}$。

$$\vec{n}_{i,j}=\vec{a}\times\vec{b}=\begin{vmatrix}\vec{i}&\vec{j}&\vec{k}\\x_a&y_a&z_a\\x_b&y_b&z_b\end{vmatrix}=\begin{vmatrix}\vec{i}&\vec{j}&\vec{k}\\\Delta x&\Delta y&z_{i+1,j+1}-z_{i,j}\\-\Delta x&\Delta y&z_{i,j+1}-z_{i+1,j}\end{vmatrix}$$

$$=(\Delta y(z_{i,j+1}+z_{i,j}-z_{i+1,j+1}-z_{i+1,j}),$$
$$-\Delta x(z_{i,j+1}+z_{i+1,j+1}-z_{i+1,j}-z_{i,j}),2\Delta x\Delta y) \qquad (3\text{-}3)$$
$$(i=1,2,...,M)$$
$$(j=1,2,...,N)$$

利用$\vec{n}_{i,j}$，就可以进行地表单元坡度、坡向等的分析和计算。

3.2.2.1 坡度分析

格网模型中地表基本单元的坡度等于其法向量$\vec{n}_{i,j}$与z轴之夹角（图3-2中的$slope_{i,j}$），而两向量的夹角余弦等于两向量的数量积与模的乘积之商，即：

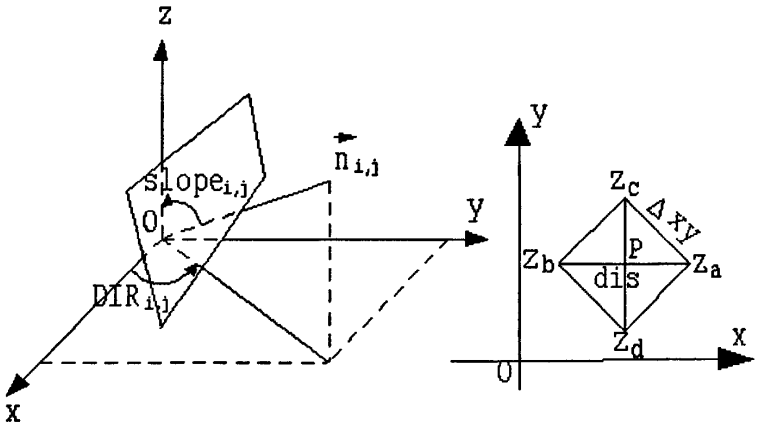


图3-2 地表基本单元坡度、坡向示意图　　图3-3 格网点配置示意图

$$slope_{i,j}=\arccos\left(\frac{\vec{z}\bullet\vec{n}_{i,j}}{\left|\vec{z}\right|\bullet\left|\vec{n}_{i,j}\right|}\right) \qquad (3\text{-}4)$$
$$=\arccos(2\Delta x\Delta y/((\Delta y(z_{i,j+1}+z_{i,j}-z_{i+1,j+1}-z_{i+1,j}))^2$$
$$+(\Delta x(z_{i,j+1}+z_{i+1,j+1}-z_{i+1,j}-z_{i,j}))^2+4\Delta x^2\Delta y^2)^{\frac{1}{2}})$$

根据(3-4)式计算格网模型的坡度的过程较为复杂。一般情况下，如果格网为正方形，那么可以采用下面介绍的简化公式（参见图3-3）进行计算。

假设z_a,z_b,z_c,z_d为地表基本单元四个格网点的高程数据，Δxy为格网的基本单位长度，

那么 P 点的微分公式为：

$$U=\frac{\partial_z}{\partial_x}=\frac{z_a-z_b}{dis}=\frac{\sqrt{2}(z_a-z_b)}{2\Delta xy}$$
$$V=\frac{\partial_z}{\partial_y}=\frac{z_c-z_d}{dis}=\frac{\sqrt{2}(zc_c-z_d)}{2\Delta xy} \qquad (3\text{-}5)$$
$$slope_{i,j}=\arctan\sqrt{U^2+V^2}$$

对(3-4)、(3-5)而言，$0^\circ \le slope_{i,j} \le 90^\circ$。具体应用时，可根据需要对度数进行分级，以形成坡度分析的分级标准。当需要时，也可以把度数转化为百分比。

3.2.2.2 坡向分析

在图 3-2 中，x 轴的方向向南，因此，地表基本单元的坡向即为其法向量 $\vec{n}_{i,j}$ 在 oxy 平面上的投影 $\vec{n}_p$ 与 x 轴的夹角（结合图 3-4）。计算公式为：

$$DIR=\tan^{-1}(\vec{y}_{n_{i,j}}\Big/\vec{x}_{n_{i,j}}) \qquad (3\text{-}6)$$
$$=\tan^{-1}(\Delta x\bullet A(j)/\Delta y\bullet B(j))$$

在(3-6)中，$A(j)=z_{i,j}+z_{i+1,j}-z_{i,j+1}-z_{i+1,j+1}$
$B(j)=z_{i,j}+z_{i,j+1}-z_{i+1,j}-z_{i+1,j+1}$

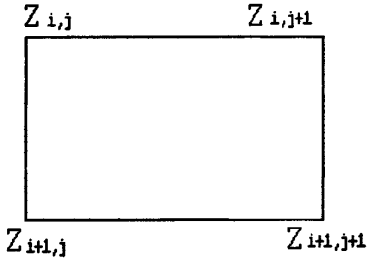


图 3-4 坡向变量示意图

按式(3-6)计算出的值是与正南方向的夹角。在实际应用中，如果所建立的 DEM 数据是按从南到北获取的，那么在采用上述公式时，求出的 DIR 是与正北方向的夹角。

另外，计算出的坡向 DIR 有与 x 轴正向和负向夹角之分。坡向的正负号可以通过 $A(j),B(j)$ 的符号加以确定（见表 3-1）。

A	B	DIR	坡向	综合坡向	表示法
=0	=0	/	/	平缓坡	1
=0	>0	/	S	阳坡	2
≠0	>0	|DIR|<=45°	SW-SE		
<0	=0	/	W	半阳坡	3
>0	=0	/	E		
≠0	>0	|DIR|>45°	W-SW SE-E		
≠0	<0	|DIR|<45°	W-NW NE-E		
=0	<0	/	N	阴坡	4
≠0	<0	|DIR|<=45°	NW-NE		

表 3-1

从表 3-1 可以看出，采用上述方法得到的坡向分级比较详细。在实际应用过程中，需要给予综合，得到四种坡向（图 3-5）:半缓坡，阳坡，半阳坡，阴坡。在图 3-5 中，这四种坡向分别用 1、2、3、4 加以表示。

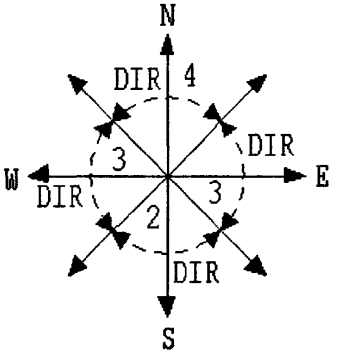


图 3-5 坡向的综合图

与计算坡度类似，在进行具体的坡向分析时，同样可以采用如式(3-5)所示的简化公式，即计算出U,V后，可以按照下列规则直接确定不同的坡向。

(1)当$U<0$，在$\tan^{-1}(\frac{V}{U})$中，如果$V=0$，则$\theta=0^{\circ}$，DIR为 E；如果$V<0$，则$0^{\circ}<\theta<90^{\circ}$，$DIR$为 EN；如果$V>0$，则$-90^{\circ}<\theta<0^{\circ}$，$DIR$为 ES；(2)当$U>0$，在$\tan^{-1}(\frac{V}{U})+\pi$中，如果$V=0$，则$\theta=180^{\circ}$，$DIR$为 W；如果$V<0$，则$90^{\circ}<\theta<180^{\circ}$，$DIR$为 WN；如果$V>0$，

则$180^{\circ} < \theta < 270^{\circ}$，*DIR*为WS；(3)当$U = 0$，在$\tan^{-1}(\frac{V}{U})$中，如果$V = 0$，则*DIR*为平缓坡；如果$V < 0$，则$\theta = 90^{\circ}$，*DIR*为N；如果$V > 0$，则$\theta = 270^{\circ}$，*DIR*为S。

3.3 实验区概况、分析与讨论

3.3.1 实验区概况

弧形的鲜水河-小江断裂带长达1000 km，从青海境内向南东延伸，过康定后走向转为近南北向，最后终止于红河断裂带附近，晚新生代的断裂活动主要表现为左旋走滑，如图3-6。该左旋走滑断裂带的动力学机制一般都解释为东喜玛拉雅弧突和东门山南西端之间的高原地壳南东向位移，如，藏东南的地壳物质围绕东喜马拉雅弧突作顺时针旋转（Tapponnier and Molnar，1976），青藏高原南东块体被整体向东南方向侧向挤出(Tapponnier et al，Peltzer and Tapponnier，1998；Briais et al,1993；Huchon et al，1994)，藏东南的地壳物质从东喜马拉雅弧突与龙门山西南端间的出口向外扩散（England and Houseman，1986；Houseman and England，1986，1993，1996；Royden et al，1997；Clark and Royden，2000），等等。中国研究者提出了“川滇菱形块体”模型（李坪和汪良谋，1975；阚荣举等，1977）和西南地区的地壳物质流理论（周玖和黄修武，1980）。反过来鲜水河-小江断裂带晚新生代以来构造变形及其机制的研究则是认识青藏高原南东缘地壳侧向水平构造运动的关键。

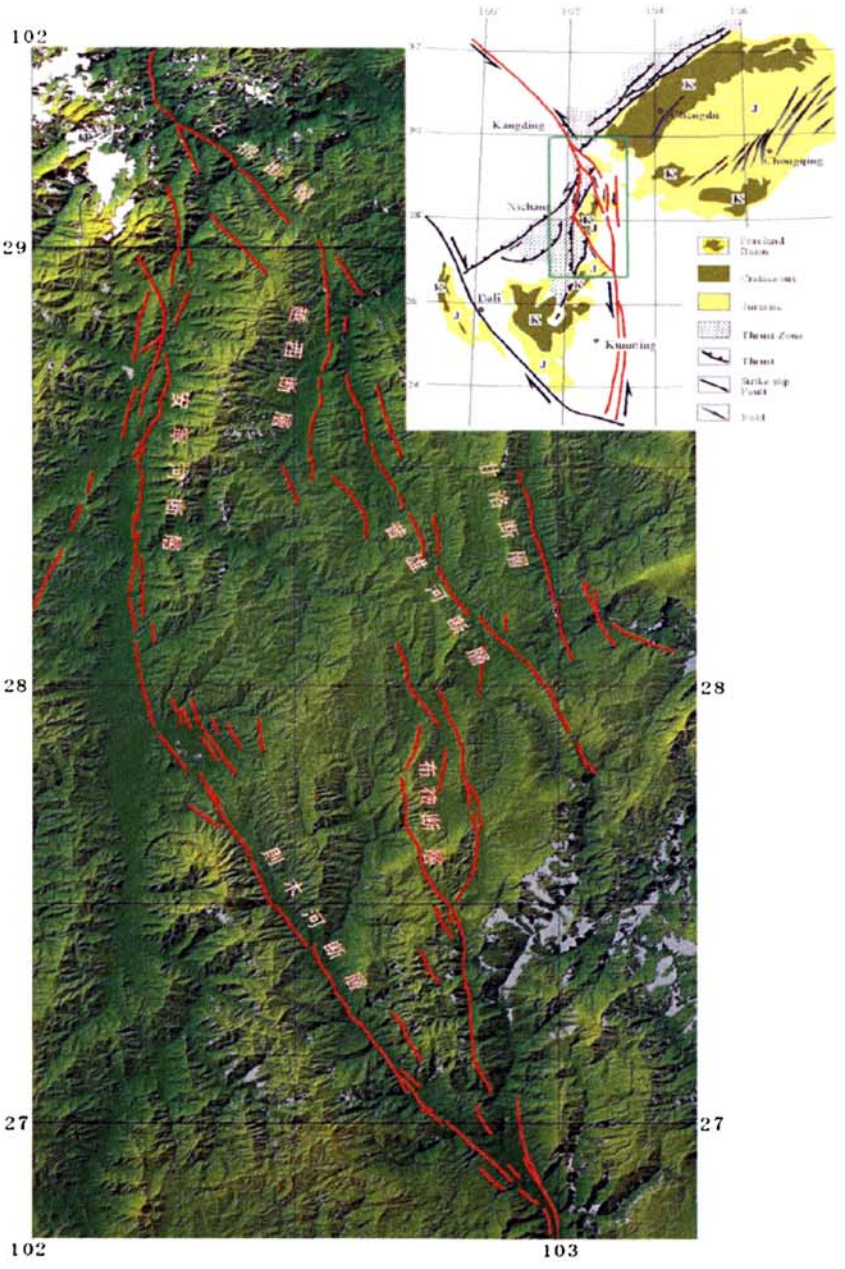


图 3-6 鲜水河-小江断裂带展布图

鲜水河-小江断裂带大致可以分成三个大的段落：北段的鲜水河断裂，为一宽度很窄的线性构造带；南段的小江断裂由东、西两条近乎平行且间隔小于 20 km 的分支断裂构成；而中段的结构则较复杂，断裂密度较高，总体呈纺锤状菱形展布，如图 3-6 左下图和右上插图中粗线段。主要由西侧的安宁河断裂和则木河断裂，以东的石棉断裂、普雄河断裂、甘洛断裂、布拖断裂和越西断裂等组成，甚至可能包括 1936 年发生过 6 级地震群的俄边-

马边断裂带。它们与其间挟持的块体构成南北向展布的盆-岭构造，黄祖智（1979）在对该菱形构造区南端部西昌地区进行地震地质研究时称之为复式地堑-地垒系。自上世纪80年代早期以来，在鲜水河-小江断裂带上开展过大量的研究（如李坪主编，1993；宋方敏等，1998；李天祜等，1997），但主要集中在南北两段上，除菱形构造区西侧的安宁河断裂和则木河断裂外，对中段的研究则几乎是空白，仅在个别断裂上有过初步工作，比如，唐荣昌等（1993）和申旭辉等（2000）根据河流的位错估计普雄河和布拖断裂上的滑动速率在1-3 mm/yr之间；宋方敏等（2002）用槽探方法研究了这两条断裂的古地震，等。根据以往在鲜水河-小江断裂带上的滑动构造研究，可以得到以下认识：

（1） 鲜水河-小江断裂带的南段和北段上的水平滑动速率基本相同，中段的西侧已研究的安宁河和则木河两条断裂上的滑动速率仅为南、北两段上的一半。

（2）鲜水河-小江断裂带上左旋滑移量的估计值不多，但差别较大。

（3）南、北两段在结构上表现为线性构造带，断裂沿一窄带展布，其上的断裂活动则表现为纯走滑性质；而中段断裂在一宽带内展布呈纺锤状，已知的安宁河和则木河断裂上都具有倾滑分量，前者具有逆冲分量后者具有正断分量。

（4）Honglin He（2000）提出鲜水河-小江断裂带“窄-宽-窄”的几何结构模型，认为断裂带上滑动速率是基本一致的，中段缺失的大约一半的滑动速率是通过安宁河和则木河断裂以东地区的断裂活动来补偿的。与窄-宽-窄的几何结构模型不同，Wang et al（1998）认为鲜水河-小江断裂带从石棉开始向南撒开呈马尾状，南段小江断裂带还应包括滇中地区的普渡河断裂、玉溪断裂和绿汁江断裂，各段上的总滑移量基本保持一致，约为60-65km。但是Wang et al（1998）的模型没有对小江断裂带东、西两支上滑动速率之和与鲜水河断裂上的基本一致给出合理的解释。尽管Honglin He（2000）和Wang et al（1998）的模型分别从滑移速率和滑移量解释了鲜水河-小江断裂带全带上构造变形的一致性，但都无法把滑移速率和滑移量两者认识统一起来。造成这种认识差异的原因可能部分来自于研究时间尺度的差异，但是一个不可忽视的重要原因是研究的深度和精细度不够。上述这些认识仅仅建立在一些地质构造分析和航卫片影像解释上，尚没有坚实的野外观测资料给予验证，尤其是在鲜水河-小江断裂带中段的菱形构造区。

上述研究结果和认识表明，中段上新构造运动研究的缺乏已经严重地阻碍了对鲜水河-小江断裂带晚新生带以来构造变形的认识。所以“鲜水河-小江断裂带中段晚新生代构造变形及其形成机制”的研究，已经成为完善对鲜水河-小江断裂带，乃至青藏高原南东缘的构造变形及其动力学机制认识的关键。

对于鲜水河-小江断裂带中段的菱形构造区的区域性活动构造研究来说，高精度的DEM数据和GIS的空间分析技术为我们提供了一个快速而有效的工具。

长期以来，人们对鲜水河-小江断裂系的研究和关注主要集中在北段的鲜水河断裂带、南段的小江断裂带以及中段的安宁河断裂带和则木河断裂带上，中段东支大凉山断裂带长期被研究者们忽视，甚至于在描述鲜水河-小江断裂系时，往往不把大凉山断裂带计算在其中。造成对大凉山断裂带研究缺乏的原因部分由于缺乏破坏性地震记录，部分由于处于边远山区，而另一个重要的原因是该断裂带是一条新生的构造带，新生性决定了其成熟度低于鲜水河—小江断裂系中其它的断裂带，其所反映的线性构造地貌特征不如该断裂系中的其他断裂带明显。本章节试图在遥感解译和野外调查的基础上，运用GIS的空间分析技术，讨论大凉山断裂带的几何展布、活动性等特征，及其与鲜水河-小江断裂系中其它断裂带的异同。

3.3.2 实验区分析讨论

由于安宁河断裂带和则木河断裂带走向的变化使北东向突出的弧形鲜水河-小江断裂系在中段形成一个缺口、一个反向突出。大凉山断裂带，北起四川石棉北的鲜水河断裂带南端，向南经越西、普雄、昭觉、布拖至云南巧家汇入小江断裂带，全长约280km，正好弥补了这个缺口，使鲜水河-小江断裂系成为一个完整的弧形，如图3-7所示。整体上大凉山断裂带由6条次级断层构成一条宽约15 km的构造带，结构上既不是典型的雁列式也不是平行式，而是二者的混合。在越西和石棉之间，两条次级断裂（1、2）切过小相岭北端，构成一个弯曲的菱形，构造地貌上该段主要表现为大渡河一级支流和地质体的左旋位错。越西和普雄两条次级断裂近于平行，西支越西断裂（3）发育于越西盆地东缘，构造地貌反映出该断裂为一条东盘向西上冲的逆冲断层；而东支普雄断裂（4）沿普雄河发育，构造地貌反映出其为典型的左旋走滑断层。布拖断裂（5）和交际河断裂（6）成右阶斜列展布，构造地貌反映其断层活动都为左旋走滑，如果撇开越西逆冲断层，从普雄至交际河，大凉山断裂带总体表现出右阶雁列展布的特征。

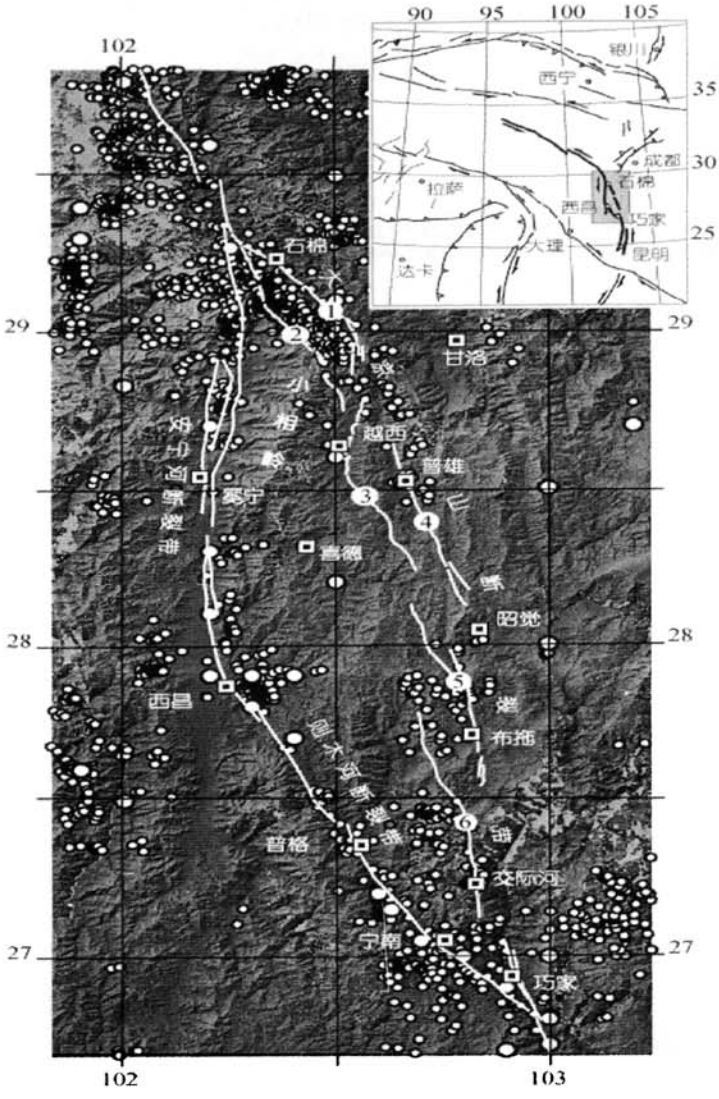


图3-7 大凉山断裂带及其周边活动断裂展布图

图3-7底图地形阴影来源于美国地调所SRTM数据；白色圆圈表示1990年以来小地震，资料来源于朱艾澜等（2005）的再定位结果；粗白线段表示鲜水河-小江断裂系中段活断层展布。右上插图为青藏高原东部活动断裂分布图，粗黑线段为鲜水河-小江断裂系。该图显示出，与鲜水河-小江断裂系中段的安宁河和则木河断裂带相比，大凉山断裂带的几何结构更为复杂，其连续性和贯通性都远低于其它断裂带。这种差异性反映出大凉山断裂带的发育历史比其它断裂带短、成熟度比其它断裂带低。

3.3.2.1 断裂带地貌特征分析

鲜水河-小江断裂带地区地面切割强烈，地势复杂多变，高山深谷相间，相对高差很大，

如图 3-8，图 3-8 为该地区的高程分类和断层展布分析图。鲜水河断裂带东南端的贡嘎山海拔达 7590 米，而以东的大渡河河谷海拔仅达 1000 余米，相对高差有 6000 余米。该地区第四纪全区快速隆起，在多种对样的地貌形态中，存在一个辽阔的基本面，它是丘状高原的底面，是分割山岭的顶面，在该面之上还有不同海拔的高原山岭，在该面之下为深切河谷和不同成因的盆地。该地区是晚第三世纪末第四纪初形成的夷平面，后来隆起到现在的海拔高度。它剥蚀了早第三纪以前的地层，有时面上有红土或其它松散堆积，有时使古老基岩直接出露，它的存在表明区内自晚第三纪末到第四纪有一个构造运动相对平静期，全区处于剥蚀夷平阶段，并于早更新世夷平面最终形成。第四纪初开始的喜马拉雅运动第三幕导致这夷平面的抬升和解体，并在以后的间歇式抬升过程中形成几个较低的剥蚀面和深切河谷。

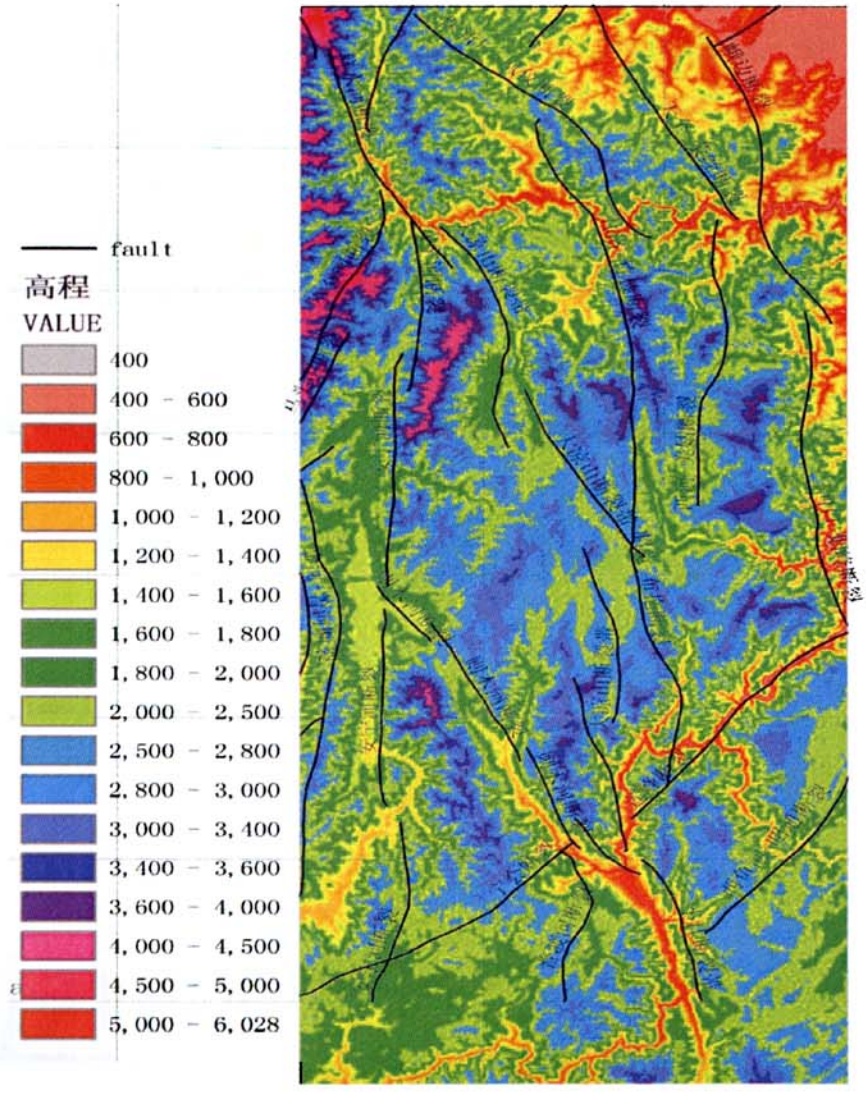


图 3-8 鲜水河-小江断裂带高程分类与断层展布分析图

大凉山断裂带鲜水河断裂带及邻近地区的地貌受构造控制形成山川并列的格局，其山川走向自北而南，由走向北西逐渐向南偏转，最后呈近南北走向。主要山峰有海子山、大炮南山和折多山，其高度都在海拔 4500 米以上。断裂带横跨雅砻江和大渡河两个水系，沿断裂带分布最长的是属雅砻江水系的鲜水河，断裂中部乾宁一带的庆大河和立启河也流入雅砻江。断裂东南段的雅拉河、折多河等支流汇入瓦斯河之后流入大渡河。断裂带内盆地的海拔高度在 3000 米左右。大体以鲜水河断裂带的走向为界，根据地貌差异和相对切割深度可以划分为：北东侧川西丘状高原区；南西侧川西高原区。

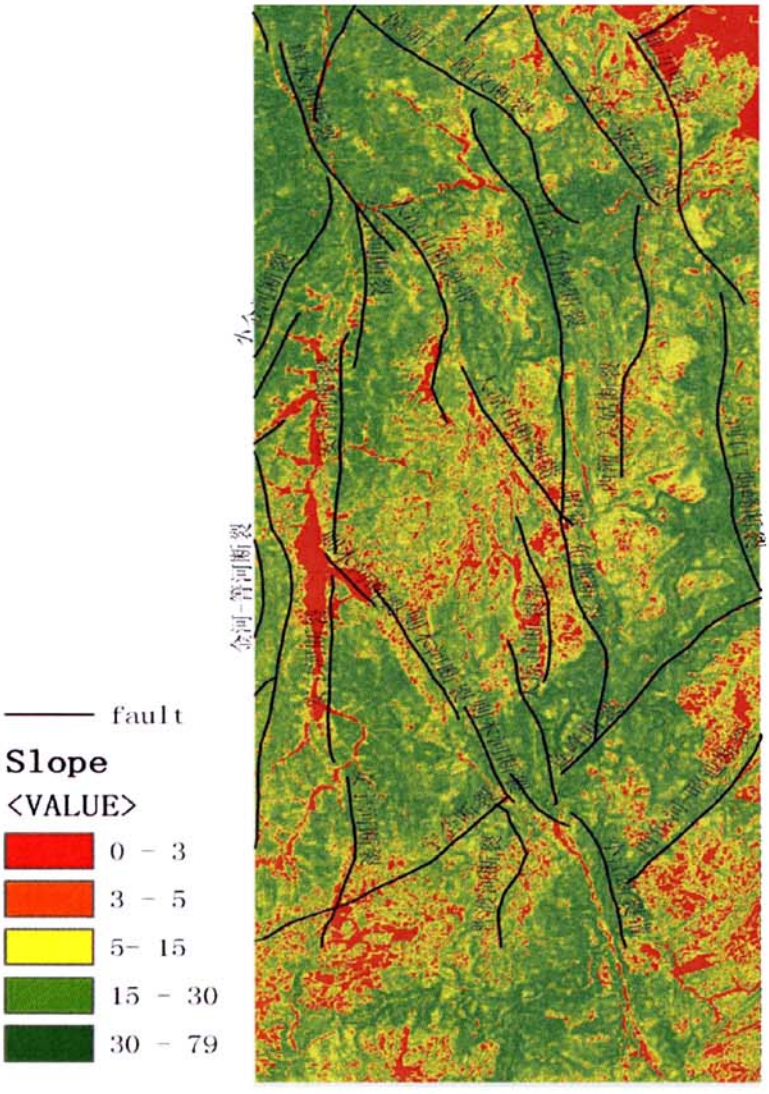


图 3-9 鲜水河-小江断裂带坡度分类与断层展布图

图 3-9 和图 3-10 为利用 ArcGIS 中 Spatial Analyst 模块下的 Surface Analysis 工具集求出的坡度和坡向与断层展布叠加分析图，坡度和坡向求解算法在上节已阐述，夷平面、台面等面相对比较平坦，从坡度分类与断裂展布图中，小江断裂西支在嵩明、阳宗海和杨林盆地周围，最高一级夷平面在 2000 到 2500 米左右。该面分布较广，表面起伏不大。沿安宁河断裂由于断块间的升降差异运动明显，夷平面的分布呈现出比较复杂的状态，从图中看出该断裂两侧夷平面的高程变化较大，推断该地断块间垂直差异运动强烈，总趋势是由南向北和由东向西高度逐渐增加，原始基面从西北向东南方向倾斜。鲜水河断裂带大部分

位于青藏高原的东部，根据前人的结果（李坪，1993）和高程、坡度和坡向分析，该区域有可分为三个较高的台面，在乾宁以西的札里帕日、炉霍仁达乡西南的杂咋、隆结卡一带高度为4600—5000米，乾宁西南的沙子隆巴和塔公以东的鄂拉托一带为4000-4200米，虾拉沱以北为3800米。在该区域的北、中段，海拔4000-4500米的夷平面比较普遍，从鲜水河带到安宁河的冷碛、石棉和西昌的螺髻山都有分布，它们是在晚第三纪受喜马拉雅运动第三幕的影响而整体抬升形成的。本区域南段的小江带则以海拔2200—2500米的夷平面分布最广，其范围较小，比上述海拔或高或低的多级台面，有的可能是间歇性隆起抬升的结果，有的则是夷平面被断裂解体，并发生强烈的垂直差异运动所造成。

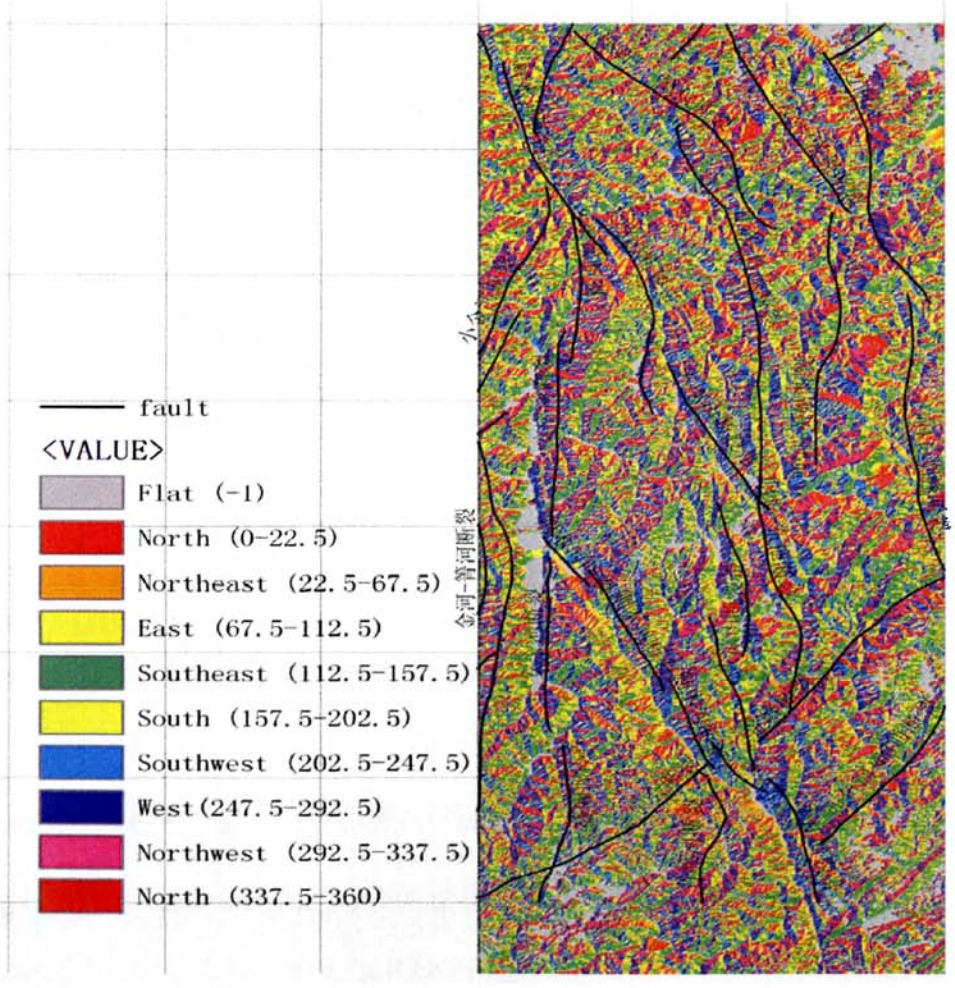


图3-10 鲜水河-小江断裂带坡向分类与断裂展布图

3.3.2.2 大凉生断裂带活动性的讨论

形成于断裂带发育之前的地貌面或地质体等标志通常被用来判定断裂带的总位错量，

由此可以分析大凉山断裂带的左旋滑移量。以地质体作为标志，判定鲜水河-小江断裂系北段的鲜水河断裂带大约发生了60 km的左旋水平位错，中段安宁河断裂带和则木河断裂带47-53 km，南段小江断裂带48-63 km（Wang E.,Burchfiel B.C,Royden L.h.,Chen J.,Li W.,Chen Z.,1998）。可以看出，北段鲜水河断裂带与南段小江断裂带上的总位移量大致相当，而中段安宁河断裂带和则木河断裂带上的位移量，明显存在亏损。

图3-10是大凉山断裂带北段左旋位错复原图，图a表示地质体和地质界线位错复原，地质资料来源于石棉幅1/20万地质图；黑色实线表示断层，箭头对表示断层运动方向，黑色虚线表示用于指示位错的地质界线；Pt表示震旦纪，Pz表示古生代，Pz2表示晚古生代，Mz表示中生代，γ表示燕山期花岗岩，β表示基性岩体。b表示地貌、水系位错复原，底图地形阴影来源于1/5万DEM数据，白色实线表示断层，空心箭头对表示断层运动方向，白色虚线表示用于指示位错的河流。

在大凉山断裂带的北段，根据基性岩体（A-A'）、震旦纪与寒武纪界线（B-B'）、三叠纪花岗岩与震旦纪界线（C-C'、D-D'）的位错恢复，得出总位移量约为11 km，其中东支断层（1）上7 km，西支断层（2）上4 km（图3-10a）。大凉山断裂带上的11 km总位移量正好弥补了中段上的亏损，使整个鲜水河--小江断裂系上的总位移量达到一个平衡。

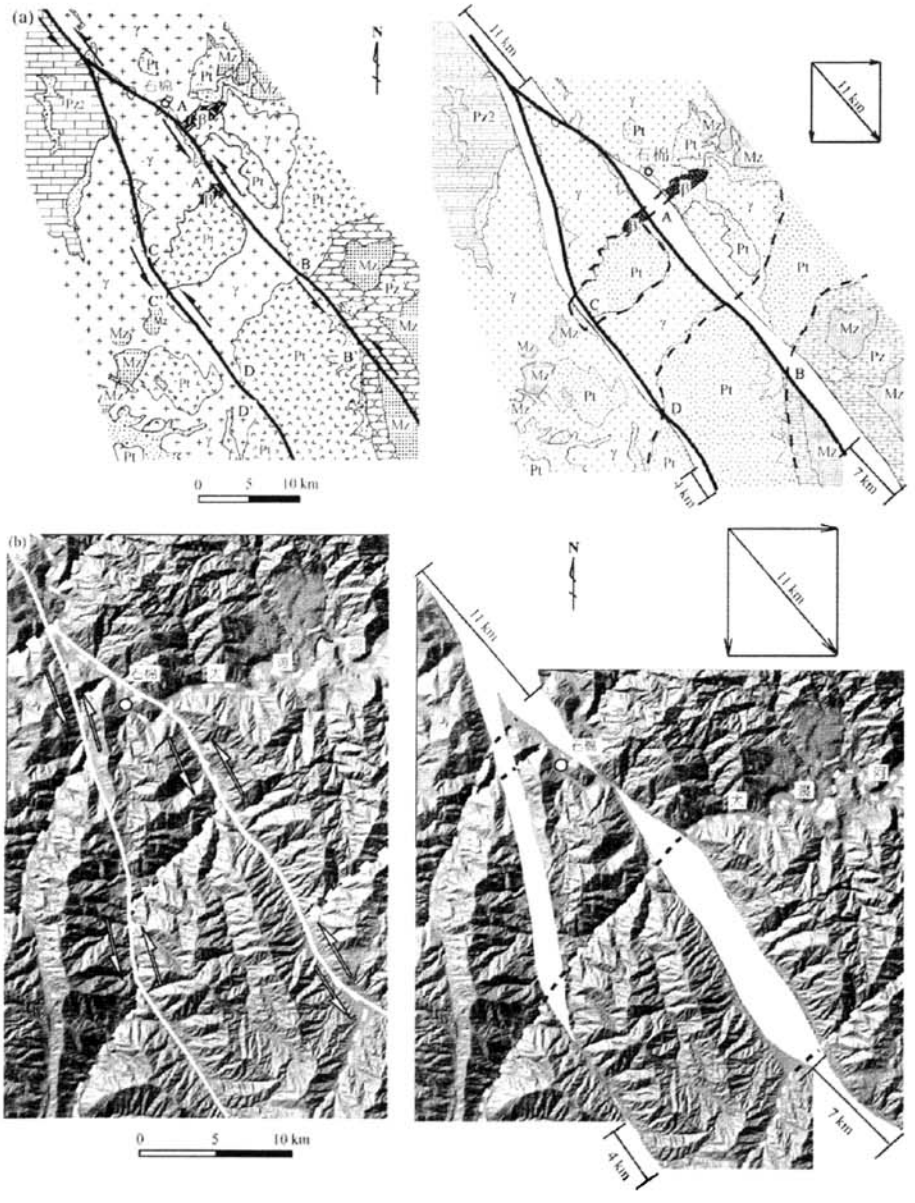


图3-10 大凉山断裂带北段左旋位错复原图

跨断层的水系、各种地貌面和其它地貌标志指示的断层位错是多种多样的，反映的也是断裂不同时代的错动量（Fu B H, Awata Y, Du J G, et al，2005）。图3-10b反映的是大渡河一级支流的位错，它与地质体或地质界线反映的总位错量（图3-10a）完全一致，也是11 km。说明大凉山断裂带左旋活动的起始时间晚于大渡河水系的形成年代、或该水系一级支流的形成年代。而在大凉山的南端，断裂的左旋位错量迅速降低为大约3.2km（图3-11），显示大凉山断裂带上的左旋位错量存在向南减小的趋势。图3-11为大凉山断裂带南段地貌、水

系左旋位错复原，底图地形阴影来源于1/5万DEM数据，白色实线表示断层，空心箭头对表示断层运动方向，白色虚线表示用于指示位错的河流。

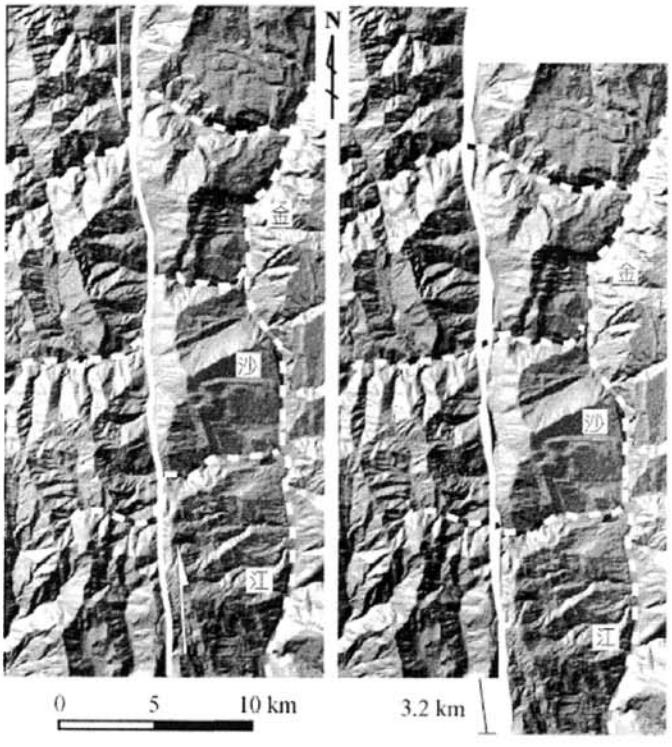


图 3-11 大凉山断裂带南段地貌、水系左旋位错复原图

下面分析大凉山断裂带的左旋滑动速率。在交际河断裂的中点附近次子脚村南 1km 处，一小型洪积扇被左旋错动成三块（如图 3-12，位置用五角星表示在图 3-12a 上），课题组经过野外地形实测（图 3-12b）和位错恢复（图 3-13）得出位错量约为 31m，西侧两个块体同时被挤压形成两个挠曲隆起。

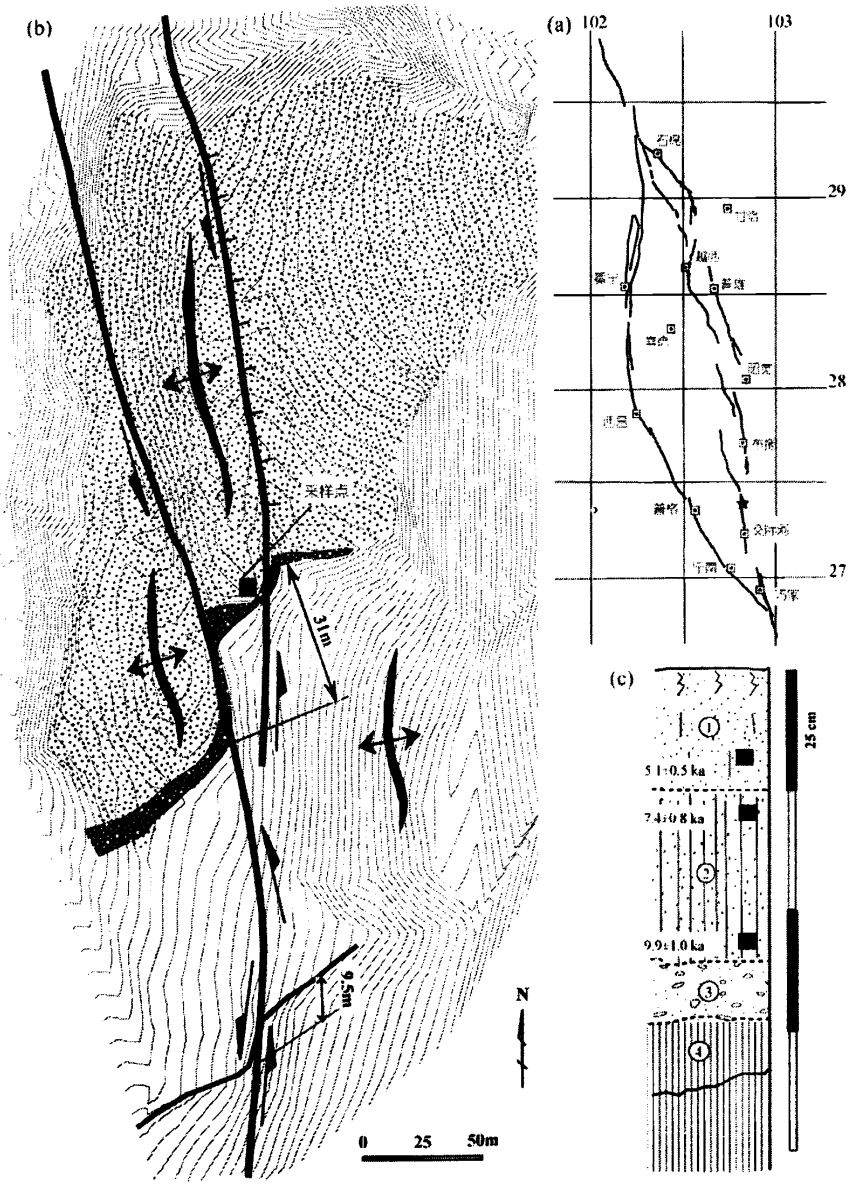


图 3-12 大凉山断裂带南段洪积扇位错实测平面图

图 3-12 为大凉山断裂带南段洪积扇位错实测平面图。其中，a 为鲜水河-小江断裂系中段断层分布（图中粗黑线段），五角星表示实测地形位置。b 为洪积扇位错实测平面图，所用仪器为 Trimble R3 GPS 后差分系统，等高距为 0.5m。疏细点区域为位错洪积扇，粗密点带表示位错冲沟，带双箭头的弧形条带表示挤压隆起，黑色方块表示 OSL 采样位置。c 为采样点地层剖面及采样层位示意，1）黄褐色含细砾耕作土；2）灰黑色含细砾粉砂粘土，顶部为一厚约 5-10 cm 的黄色粘土；3）砂砾石层，无分选但略有磨圆，砾石平均大小 1cm；

4）细致密状灰白色粘土，中夹黄色1cm条带，可能为沉积分界线。

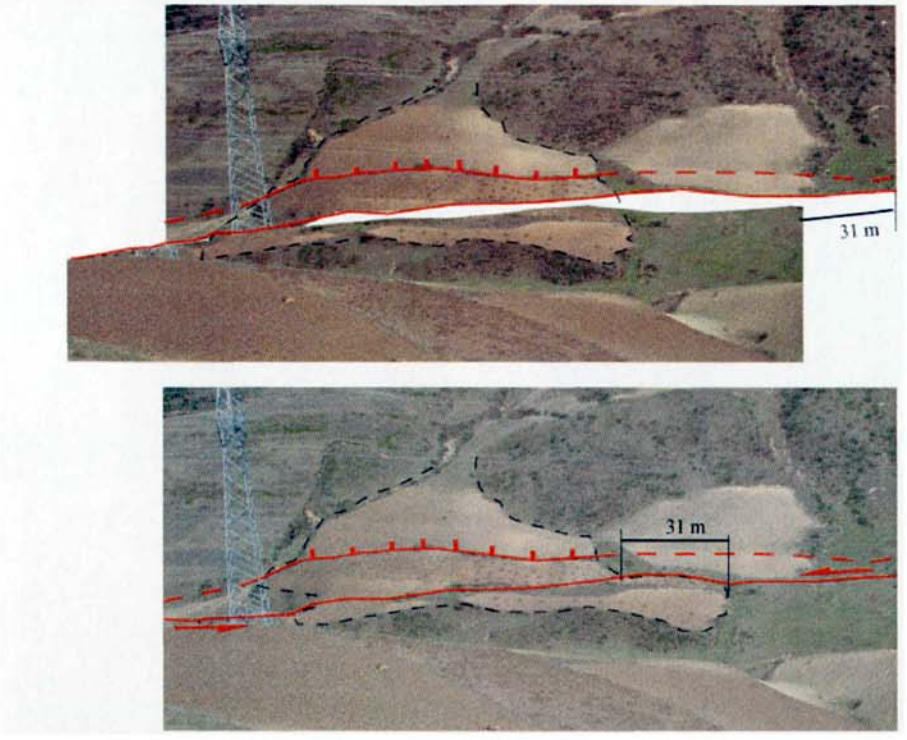


图3-13 大凉山断裂带南段洪积扇位错复原图（镜头向东）。红色线表示断层，红色虚线表示推测断层，锯齿线表示正断层，黑色虚线表示位错洪积扇的范围。

另外，该洪积扇的南侧一个较老的残存扇体也被挤压成挠曲隆起，再向南一个更小型的新洪积扇的南缘被位错了9.5m。在被位错31 m的洪积扇中间块体的南端由下到上采了三个光释光（OSL）样品（用黑正方形表示在图3-12b、c上）。图3-12表示了该洪积扇地层柱状图和采样位置，砾石层上覆地层的测年结果从下到上由老至新，而且我们所采用的细颗粒石英的简易多测片法（SMAR）被实验证实对于非黄土类沉积物具有较高的可行性和可靠性（张克旗，2007），说明光释光（OSL）测年结果具有较高的可信度。通常砾石层和其上的砂粘土层构成的二元结构是构成阶地、洪积扇等地貌面的骨架，以砾石层上覆砂粘土的年代代表阶地或洪积扇等地貌面的年代。因此，取砾石层上覆砂粘土底部样品的OSL年龄9.9±1.0 ka作为该洪积扇面的年龄，根据31m的位错量得出左旋滑动速率的估计值约为3 mm/a。

根据冲沟的位错量以及冲沟的粗略年龄，唐荣昌等(1993)、申旭辉等(2000)和周荣军等(2003)也曾给出过晚更新世以来滑动速率的粗略估计，分别是1-3 mm/a、2 mm/a和2.6-3.9 mm/a。最近GPS观测结果显示大凉山断裂带上的左旋滑动速率为4 mm/a(Shen Z K, Lu J, Wang

M, et al.,2005)，略大于我们的估计值的原因可能部分因为GPS观测跨越了一个较宽的带，其中可能包含了其它变形的成分。尽管上述滑动速率与我们的结果基本一致，但由于唐荣昌等(1993)、申旭辉等(2000)和周荣军等(2003)的年代估计值随意性较高，因此，根据课题组的估计和GPS的结果，把大凉山断裂带的滑动速率确定在3-4 mm/a较为合适。

第四章 水系特征提取分析及其在新构造中的应用

水文分析是数字高程模型数字地形分析的一个重要方面。利用DEM数据，可以提取出河流的水流方向、汇流累积量、水流长度、河流水系网络、河网分级以为流域分割等。对水系进行分析，建立水系密度模型，分析水系密度情况，可以较好地研究现代构造运动特点，揭示河流地貌发育的阶段特点。

4.1 河流水系特征

流域中大大小小河流交汇形成的树枝状或网状结构称为水系。组成水系的水体包括河流、湖泊、水库和沼泽等。水系的排列分布形式多样，与地质构造和地貌条件有密切关系。通常按水系的排列形式可分为以下几种类型：

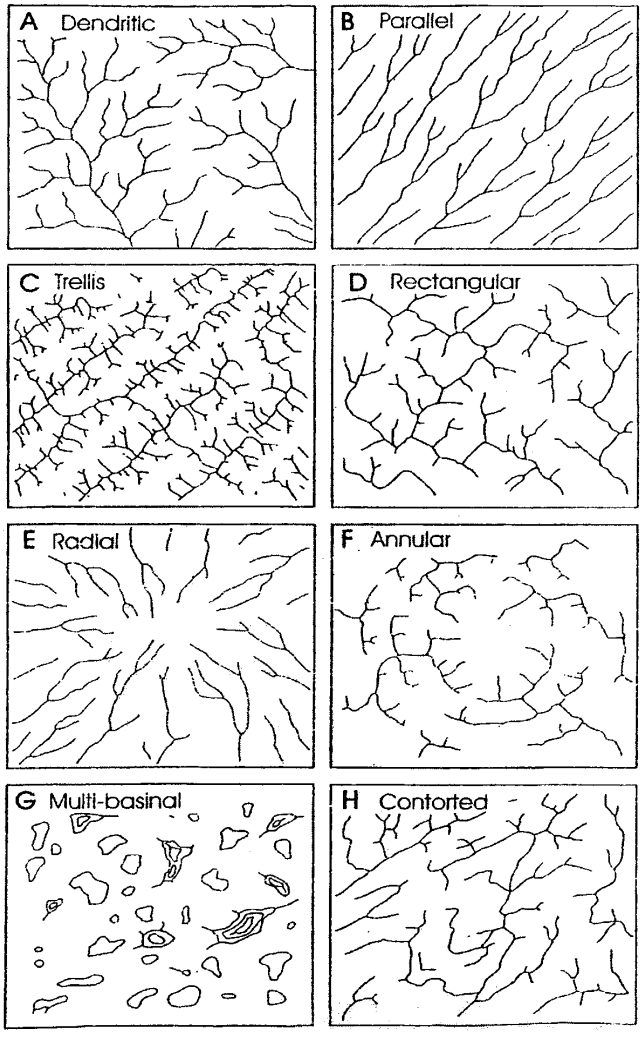


图 4-1 水系类型图（Stanley A. Schumm,Jean F. Dumont &J John M. Holbrook，2000）

（1） 树枝状水系（图 4-1A）。树枝状水系是主流两侧有支流发育，且支流和主流之间以及各级支流之间都有锐角相交，排列形式如树枝。地质上一般表现为水平的沉积物或斜面，统一的阻力，水晶岩、温和的区域。在岩性均一、地形微微倾斜的地区最为发育，在地壳较稳定地区和水平岩层地区较多见。

（2） 平行状水系（图 4-1B）。各条河流平行排列，在地貌上呈平行的岭谷，一般受区域大构造或山岭走向和地面倾向控制。如果在单斜岩层或掀斜构造上升的地区，主流的流向与岩层走向一致或与构造的轴向一致时，则在主流的顺岩层倾向的一侧或沿掀斜地貌形成很多平行的支流。一般表明中等到陡峭的坡度，且在平行、拉长的地形，平行状和格子状水系之间可能发生变化。

（3）格状水系（图 4-1C）。支流与主流呈直角相交或近于直角相交。在构造上，在褶皱构造区，主河发育在向斜轴部，支流来自向斜的两翼，它们往往以直角相交，在多组直交节理或断层构造地区，河流沿构造线发育，也可形成格状水系。倾斜或折叠的沉积物、火山或低等的变质沉积物岩石，平行的断层区域、露天湖或有棱纹的被滩背支撑的海床。所有转变到平行状时，此类型的小支流本质上同大小、与长平行连续河流相对等。

（4）矩形状水系（图 4-1D）。三角洲地区河道交错，形成矩形网状水系。接口处或直角断层处，缺乏格子状的整齐反复的特征。缺乏地域连续性的河流和分水线。

（5）放射状水系（图 4-1E）。在穹隆构造地区、园丘、侵蚀残留物和火山锥上，各河流顺坡向四周呈放射状外流，形成放射状水系。

（6）环状水系（图 4-1F）。穹隆构造山被侵蚀破坏后，沿穹隆山周围发育的河流，形成环状水系。一般是园丘、盆地、火山爆发口和岩株等地质构造。

（7）向心状水系（图 4-1G）。在盆地或沉陷区，河流由四周山岭向盆地中心集中到主流，形成向心状水系。地质上多园丘的表面堆积物、不同的侵蚀或错综复杂的岩床；最近的火山区域、石灰熔体、永久冻结带，这部分地区可能是准备发源不确定的向心状水系。

（8）盘旋卷曲状水系（图 4-1H）。在支流汇入主流附近或在支流的上游呈多次 90° 的大转弯形成倒钩状盘旋卷曲状。这种水系多是由于新构造运动而迫使河流改道或流向改变形成的。具体表现在弯曲、粗糙分层变质的岩石、岩墙（横切田比连岩石结构的大长块火成岩）矿脉、和岩浆带在某些地区域形成坚固的层。

4.2 利用 DEM 提取水系

利用数字高程模型 DEM 生成水系是通过数字高程流域水系模型(Digital Elevation

Drainge Network Model 简称 DEDNM)来实现的，基本思想是采用地表径流漫流模型：首先，在无洼地 DEM 上利用最大坡降法计算出每一个栅格的水流方向；然后，依据自然水流由高处流往低处的自然规律，计算出每一个栅格在水流方向上的汇流累积量。假设每一个栅格携带一份水流，那么栅格的汇流累积量就代表着该栅格的水流量。当汇流量达到一定值的时候，就会产生地表水流，所有汇流量大于临界值的栅格就是潜在的水流路径，由这些水流路径组成的网络，就是河网水系。

地形图上绘制的水系（真水系）一般表示有实际水流流经的河道，而 DEM 数据提取的水系表示地表径流漫流沟床，更反映地表的地形变化细节，因此，基于 1/25 万 DEM 数据在 ArcGIS 软件平台上进行水系特征提取实验，对于了解区域地形发育特征、地质构造等有着重要的意义。提取的基本流程是：无洼地 DEM 生成——汇流量累积计算——水流长度计算——河网水系生成。

(1)无洼地 DEM 生成

a.水流方向提取

水流方向是指水流离开每一个栅格单元时的指向。其实现过程是：

打开 ArcMAP 对话框，选择 A new empty map 项，点击 OK；

ArcMAP：File\Add Data，加载数据；

ArcMAP：Window\ArcToolbox——ArcToolbox：选择 Spatial Analyst Tools 下面的 Hydrology；

Hydrology：Flow Direction——Flow Direction：Input surface data 文本框中选择输入数据 dem；Output flow direction raster 文本框中选择保存路径和和水流方向文件名；在 Force all edge cells to flow outward(Optional)前的复选框前打钩；drop raster 输出；单击 OK，进行水流方向计算过程。

b.洼地计算

洼地区域是水流方向不合理的地方，可以通过水流方向来判断那些地方是洼地，然后再对洼地进行填充。由于并非所有的洼地区域都是由于数据的误差造成的，有很多洼地区域也是地表形态的真实反映，因此，在进行洼地填充之前，必须计算洼地深度，判断哪些地区是由于数据误差造成的洼地而哪些地区又是真实的地表形态，然后在进行洼地填充的过程中，设置合理的填充阈值。

Hydrology：Sink——洼地计算对话框：在 Input flow direction raster 文本框中，选择水流方向数据；在 Output raster 文本框中，保存路径和和文件名；单击 OK，进行洼

地计算。

Hydrology：watershed——→流域计算对话框：在 Input flow direction raster 文本框中选择水流方向数据；在 Input raster or feature pour point 文本框中输入洼地数据 sink；在 pour point field 文本框中选择 value；在 Output raster 文本框中设置输出数据名称；单击 OK，进行洼地贡献区域的计算。

Spatial analysis tools\zonal：zonal statistic——→zonal statistic 对话框：在 Input raster or feature zonal data 文本框中，选择洼地贡献区域数据；在 Input value raster 文本框中输入希望进行统计分析的数据层，选 dem 作为 value raster；在 Output raster 文本框中选择存放路径和文件名；统计类型选择，在统计类型选择的下拉菜单中有软件所提供的一些统计类型：分别是在分带区域中统计的每一个分带的平均值（mean）、最大值（maximum）、最小值（minimum）、分带中的属性值的变化值（rang）、标准差（std）以及总和（sum），实验选择最小值作为统计类型；单击 OK，完成每个洼地所形成的贡献区域的最低高程计算。

Spatial analysis tools\zonal：zonal fill——→zonal fill 对话框：在 Input zone raster 文本框中选择 watershsink；在 Input weight raster 文本框中选择 dem；在 Output raster 文本框中选择存放路径和文件名；单击 OK，进行洼地出水口高程运算。

Spatial Analyst\raster calculator——→raster calculator 对话框：在文本框里面输入 sinkdep = ([zonalmax] - [zonalmin])，点击 evaluate，进行洼地深度计算。

(2)汇流量累积计算

汇流累积量数值矩阵表示区域地形每点的流水累积量。计算的思路是：以规则格网表示的数字地面高程模型每点处有一个单位的水量，按照自然水流从高处流往低处的自然规律，根据区域地形的水流方向数据计算每点处所流过的水量数值，便得到了该区域的汇流累积量。由水流方向数据到汇流量累积量计算的过程为：基于无洼地 DEM 计算水流方向；利用水流方向数据计算汇流累积量，以 Hydrology 工具集中的 Fill Accumulation 工具实现。

a.基于无洼地 DEM 的水流方向的计算。计算过程同上一节水流方向计算，但使用的 DEM 数据是无洼地 DEM。

b.汇流累积量的计算。

Hydrology：fill accumulation——→汇流累积量计算对话框：在 Input flow direction raster 文本框中，选择由无洼地 DEM 生成的水流方向栅格数据；在 Output accumulation

raster 文本框中，选择存放路径和文件名；在 Input weight raster 文本框中输入配权数据，配权数据一般是表示降水、土壤以及植被等对径流影响的因素分布不平衡而形成的，更能详细模拟该区域的地表特征。如果无数据，系统默认为所有的栅格配以相同的权值 1，那么计算出来的汇流累积量的数值就代表着该栅格位置流入的栅格数的多少；点击 OK，完成计算。

(3)水流长度计算

水流长度指地面上一点沿水流方向到其流向起点（或终点）间的最大地面距离在水平面上的投影长度。有顺流和溯流两种方式计算水流长度：顺流计算是计算地面上每一点沿水流方向到该点所在流域出水口的水平投影距离，溯流计算是计算地面上每一点逆水流方向到其流向起点的水平投影距离。在 ArcGIS 中，提供了以上两种方向上的水流长度的提取方式，以 Hydrology 工具集中的 Flow Length 工具实现。

Hydrology：flow length——→水流长度计算对话框：在 Input flow direction raster 文本框中选择基于无洼地 DEM 提取出的水流方向数据 fdirfill；在 Output raster 选择存放路径和文件名；计算方式提供了两种选择，分别为 Downstream（顺流计算）和 Upstream（朔流计算）；输入计算配权栅格数据，对于 flow length 来说，Downstream 记录着其沿着水流方向到下游流域出水口中最长距离所流经的栅格数，Upstream 则记录着其沿着水流方向到上游栅格的最长的距离的栅格数；点击 OK，完成计算。

(4)河网水系的提取

a. 设定阀值。不同级别沟谷对应不同的阀值，不同区域相同接别的沟谷对应的阀值都不同，所以，在设定阀值时，可通过不断的实验和利用现有地形图等其他资料辅助检验的方法来确定。

b. 栅格河网的形成。栅格河网的生成是利用 Map Algebra 工具集中的 Multi Map Output 工具中的 Con 命令或 Setnull 命令计算的，它们都是基于栅格进行有条件的查询并将查询结果赋予新的栅格数据中。其思想是根据所设定的阀值对整个区域进行判断，其中汇流量大于或等于阀值的栅格，其属性赋值为 1，而小于阀值的栅格设置为无数据。也可以利用 ArcMap 中的 Spatial Analyst 分析模块下的 Raster Calculator 计算，输入相应的 SQL 查询条件，计算出所有大于设定阈值的栅格。这些栅格就是河网的潜在位置。

c. 栅格河网矢量化。在 hydrology 工具集中提供了将上一步生成的栅格河网进行矢量化的工具 stream to feature，通过 stream to feature 就可以得到矢量形式的河网图。

4.3 水系密度分析

水系能够灵敏地反映松散堆积平原上的微地貌变迁，平原下隐伏构造活动导致的块体隆起、凹陷、掀斜、错断位移等，都会导致水系汇流、分流、区直、宽窄、疏密的变化。近年来，韩慕康等（1994）创立了水系密度方法，通过水系密度（线密度、面密度）的计算和分析来研究平原区的隐伏构造活动，并在渭河盆地、北京平原、邢台地区、天津地区等应用中取得了良好的效果（Hou et al.,1997；王若柏等，1999）。同时，水系流向的优势方向也能够在一定程度上反映区域构造活动和大地构造格局的特征。

水系密度即单位面积内所有河流的长度总和，计算公式是：

$$\sigma = \frac{1}{S}\sum_i L_i^S$$

其中，S为采样区域的面积，L_i^S 为第i条河流在采样区域S中的长度。这里涉及到河流在采样区域中的长度计算。当河流为曲线时，河流在采样区域S中的长度可由下列积分求得：

$$\mathrm{L}^{\mathrm{s}} = \int_{P_{in}}^{P_{out}} dl$$

其中dl为弧微元：

$$dl = \sqrt{(dx)^2 + (dy)^2}$$

P_{in}、P_{out} 为河流曲线在采样区域中的进入点和离开点。若河流曲线起始点在区域S中，则定义起始点为进入点，若终止点在S中则把终止点作为离开点。如果河流比较曲折，则河流曲线可能多次进入并离开采样区域S，因而具有多个 P_{in}、P_{out} 点对，河流在采样区域S中的长度可通过分段积分求得。

由于地理信息系统中的河网一般采用离散化的表达形式，即坐标点对序列。因此，河网线在采样区域S中的长度计算公式也具有如下离散化形式：

$$L^s = \sum_j l_j^s$$

其中，l_j^s 为河网线第j条线段在采样区域S中的长度。为了计算方便，水系密度的单位取1/度（韩竹军，2000）。

基于这一计算公式，利用Visual C++开发平台，在MFC的基础上，采用C++语言进行了水系线密度分析软件包的设计与编写，关键算法如下：

```
BOOL LinerDensityAnalysis()
```

```
{
   读入河网水系数据;
   for(i=0;i<栅格图象高度;i++)
{
      for(j=0;j<栅格图象宽度;j++)
      {
         计算采样点的位置;
         计算统计栅格图象的密度值;
      }
   }
for(i=0;i<栅格图象高度;i++)
{
      for(j=0;j<栅格图象宽度;j++)
      {
        按栅格图象的密度值给图象分类;
保存密度分类栅格图;
      }
   }
   return TURE;
}
```

软件包以独立的可视化执行程序运行，实现了文件处理（实现不同格式包括DIB位图、PCX、GIF、JPEG和TIFF等的新建、打开、存储和关闭等）、画图（包括各种方式如自由线、曲线、举行、各种圆、文字、橡皮擦等）、水系线密度计算分析、图像编辑、图象几何变换操作（裁剪、水平镜像（翻转）、垂直镜像、任意角度旋转、图像缩放、图像相框缩放）、颜色处理、图象处理（包括阀值分割、投影检测、差影检测和模板匹配等）等功能（如图4-2）。

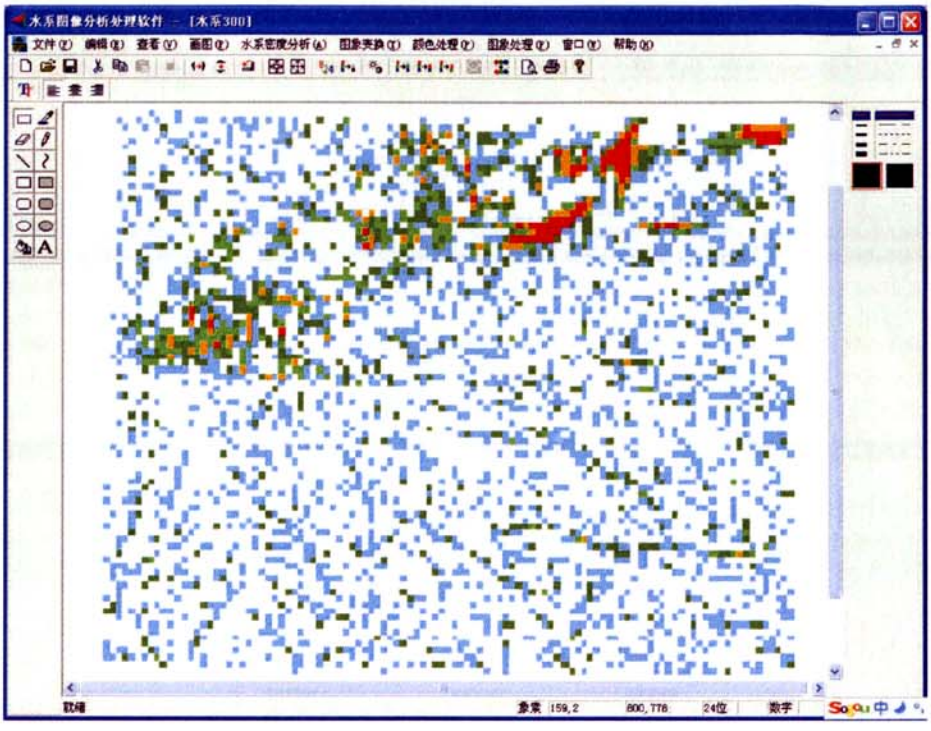


图 4-2 水系密度图像分析处理软件示意图

4.4 实验区概况、分析与讨论

4. 4. 1 实验区概括

从活动构造位置上，实验区范围（北纬 33°20′～35°00′，东经 107°00′~ 110°00′）位于陕西境内华北断块区（D）与华南断块区（E）的Ⅰ级断块区边界带上，其主体属于华北断块区的鄂尔多斯活动断块（D1）的南边界带（D1B）渭河断陷带内（如图 4-3）。图 4-3 实验区活动构造位置图，其中，标示含义为：A.青藏断块区：A1.巴颜喀啦断块；A2.东昆仑一柴达木断块；A3.祁连山断块；B.新疆断块区：B1.阿拉善断块；D.华北断块区：D1.鄂尔多斯断块；D2.太行山断块；D3 华北平原断块；D4.河淮平原断块；D5.阴山一燕山断块；E.华南活动地块区：E1.长江中下游断块；E2.川贵湘赣断块。

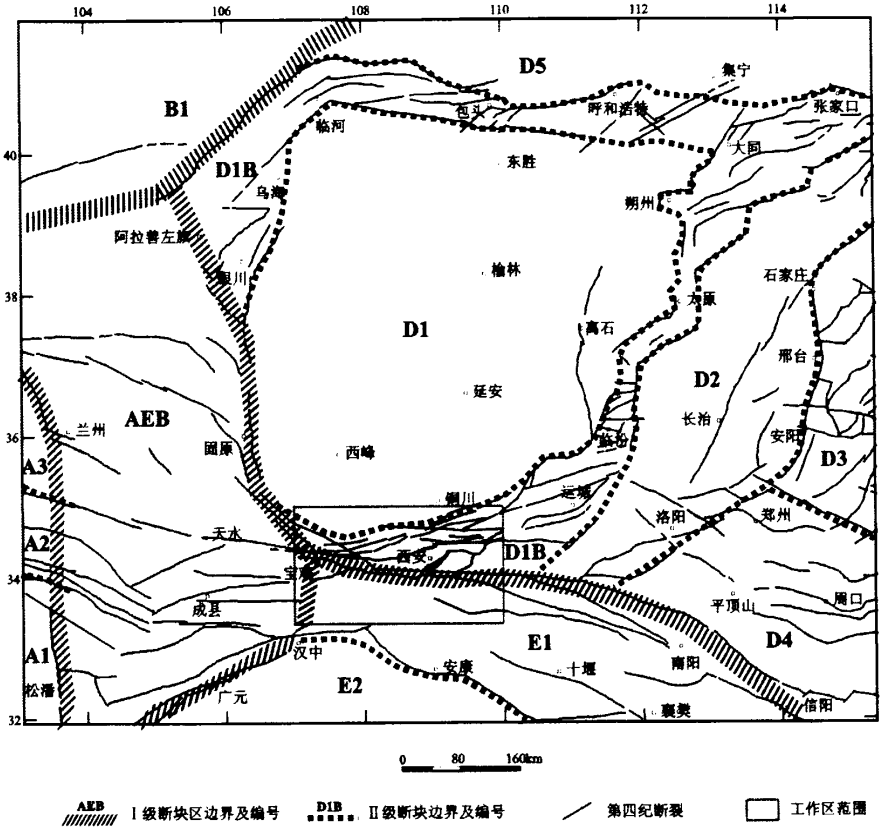


图 4-3 实验区活动构造位置图（邓起东等，2003）

华南断块区是一个相对较为稳定的Ⅰ级断块区，总体上构造活动性不强，除东南沿海外，没有破坏性强震发生，中等强度地震也很少。

鄂尔多斯断块（D1）属华北断块区的一个Ⅱ级断块，也是一个相对稳定的地块，是我国黄土地层发育十分典型和研究程度较高的地区。断块内部地层产状平缓，构造活动微弱，无大的褶皱和断裂，岩浆活动少见，有历史记载以来没有发生过一次 6 级以上地震。但其周边却被一系列晚第四纪构造活动十分强烈的活动断裂和断陷盆地带所围限，控制了有历史记载以来的 19 次 7 级以上强烈地震的发生（国家地震局鄂尔多斯活动断裂系课题组，1988）。

实验区属于鄂尔多斯断块的南边界—渭河断陷带。渭河断陷带位于鄂尔多斯断块南缘、秦岭隆起以北，由渭河盆地、运城盆地和灵宝盆地所组成，总体走向近东西，东接山西断陷盆地带，西接鄂尔多斯西南边界弧形断裂束，全长近 400km，南北最宽达 60 多公里。结构上，渭河断陷带南深北浅，向南倾斜，属于半地堑，主要断裂发育在盆地的南侧，表现为北盘下降的铲形正断性质。地堑内部断裂也很发育，并控制着次级构造单元。受秦

岭山前断裂和华山山前断裂等边界断裂强烈正断活动的控制，渭河断陷带演化过程具有边断、边陷、边填的演化特征，是我国第四纪下陷幅度和堆积厚度最大的地区之一，也是第四纪时期垂直差异运动和历史地震十分强烈的地区（张培震等，2003）。

在地貌方面，以渭河断陷带的南、北边界带为界，实验区北部为鄂尔多斯黄土高原，南部为秦岭山脉，中间主体部分即渭河断陷带（如图 4-4）。图 4-4 为实验区地貌与新构造分区简图，其中，标示含义为：A.鄂尔多斯面状掀斜隆升区；B.渭河断陷带强烈沉陷与掀斜运动区 1.宝鸡凸起；B2.咸阳凸起；B3.西安凹陷；B4.骊山凸起；B5.阳廓凸起；B6.固市凹陷；C.秦岭强烈隆升与掀斜运动区。

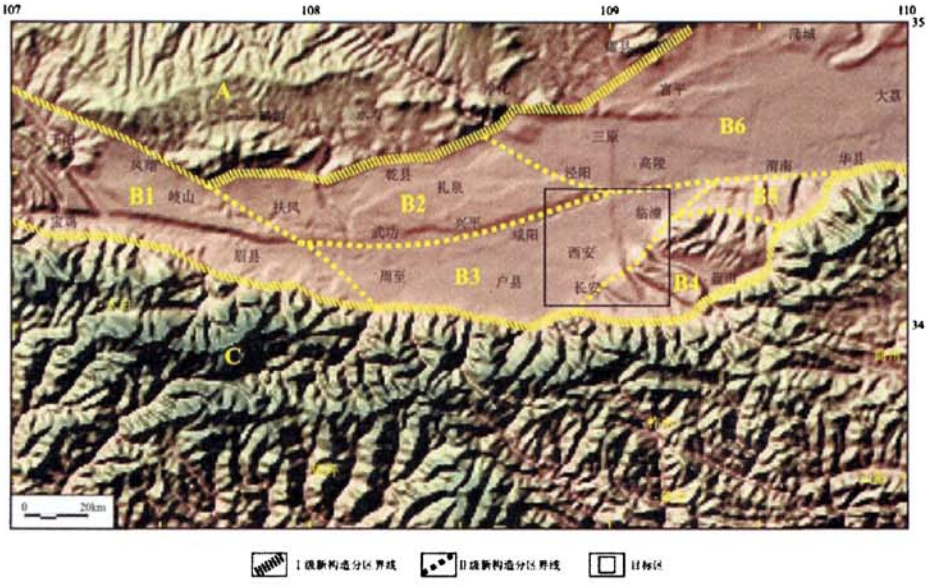


图 4-4 实验区地貌与新构造分区简图

4.4.2 实验区分析讨论

鄂尔多斯黄土高原是我国典型的黄土高原地区，发育塬、梁、峁等典型的黄土地貌。秦岭山脉属构造成因的年轻的断块中高山地，其东段为华山，是实验区内山势极为险峻及新构造差异运动最为强烈的地段。受新构造运动的控制，渭河断陷带内发育断块山地（如北山、鄠山等）、构造成因黄土塬（如白鹿塬、神禾塬等）、河流阶地等强烈差异性构造地貌。

4.4.2.1 实验区新构造运动特征分析

受喜马拉雅构造运动强烈的作用与影响，实验区内新构造运动强烈且差异明显。以渭河断陷带南北两侧的边界断裂带为界，实验区可划分为鄂尔多斯面状掀斜隆升区（A）、渭

河断陷带强烈沉陷与掀斜运动区（B）和秦岭强烈隆升与掀斜运动区（C）等3个Ⅰ级新构造运动分区（如图4-4）。

1）鄂尔多斯面状掀斜隆升区（A）

晚白垩世至早第三纪，鄂尔多斯地块大面积缓慢隆升，遭受剥蚀和夷平，区内普遍缺失这一时期的沉积地层；晚第三纪的中新世晚期，地块在不断隆升的同时，地势由原来东南向西北倾斜变为西北翘起，向东南倾俯，开始了由西北向东南的面状掀斜运动；上新世时期，在长城以南地块内广泛接受了三趾马红色粘土层土状堆积；第四纪期间，鄂尔多斯地块仍然大面积的均匀掀斜抬升，并广泛接受风积黄土的连续堆积，地面遭受较强烈的侵蚀切割，最终形成今日典型的黄土塬、梁、峁等黄土高原地形地貌。

受面状掀斜隆升运动的控制，鄂尔多斯地块的地势西北高、东南低，主要河流以NW至SE流向汇入渭河或黄河。主要河流下游切割较深，深约百余米，多穿切较老的岩层。较大河流两侧多发育2～3级侵蚀堆积阶地，最高阶地面拔河一般为30m左右，反映中更新世以来地块上升的幅度不大。

鄂尔多斯地块内，上新统三趾马红色粘土层与下伏的中生界、下更新统黄土与中更新统黄土、中更新统黄土的下部与上部、中更新统黄土上部与上更新统黄土之间均为不整合或假整合接触关系，反映块体面状掀斜隆升运动具有间歇性的活动特点，不同时期区域上升的幅度与流水侵蚀对地表的破坏程度均存在一定的差异。

据现代垂直形变测量资料（1955～1986），鄂尔多斯地块总体以上升运动为主，上升速率1mm/a左右，局部地段上升速率为0～1mm/a。

鄂尔多斯地块的新构造运动基本保持整体的完整性和稳定性，中、新生代地层变形不明显，活动断裂不发育，地震活动水平很低，块体内部新构造垂直差异运动不明显。

2）秦岭强烈隆升与掀斜运动区（C）

早第三纪特别是中新世以来，秦岭山地的新构造运动整体上以继承性的上升隆起构造变动为主，第四纪秦岭上升速率平均约为0.77mm/a，华山上升速率平均约为0.83mm/a（聂宗笙，邓起东，1988）。隆升具间歇性特点，表现为秦岭山地总体发育4级第三纪夷平面，呈近东西向分布，并向南倾斜。在大幅度急剧隆升的同时，秦岭山地还表现了向北翘起、向南掀斜的断块山地活动特征。

秦岭山地内部，受次级断块边界断裂带的影响，局部表现为不很强烈的垂直差异运动，使早期形成的的第三纪夷平面大多解体变形，局部形成构造盆地，但构造盆地的规模一般较小，第三系、第四系的沉积厚度也不大。

秦岭山地内部的垂直差异运动活动强度总体较低，晚第四纪活动构造不发育，地震活动频度低、强度小，多为一些微震与弱震活动。

3）渭河断陷带强烈沉陷与掀斜运动区（B）

渭河断陷带是受其南、北边界断裂带控制形成的带状强烈断陷盆地。晚白垩世及其以前，现今的渭河断陷带为一隆起构造区，长期遭受剥蚀夷平；自始新世起一直持续到渐新世晚期，由于区域应力场的变化，在鄂尔多斯地块与秦岭构造带的结合部位因裂陷作用形成了狭窄的渭河、灵宝半地堑并积水成湖，盆地堆积物以泥质、细砂物质为主；渐新世晚期和中新世早期，渭河断陷带由断陷沉降转为隆起，未接受沉积，造成上、下第三系不整合接触；中新世中期以后，随着边界断裂的强烈活动，断陷带下陷的范围、幅度迅速向外扩大，盆地沉积地层由浅棕红色砂岩、褐色泥岩夹灰白色细砂岩及粗砂岩组成；上新世时期，断陷带的裂陷作用加剧，盆地范围向四周大幅度度扩张，盆地内部的垂直差异运动也开始加剧，形成次级凹陷和凸起，奠定了不对称复式地堑的格局；第四纪时期，渭河断陷带的演化基本继承了上新世的构造格局，受多条第四纪活动断裂的控制，一系列次一级断块的差异运动继续发展，并经历了多次的沉陷一堆积轮回，形成了多级河流冲积阶地。

渭河断陷带的新构造运动表现为强烈的断陷和垂直差异运动。沿南侧边界断裂带（秦岭北缘断裂带和华山山前断裂带），两侧地貌对照十分强烈，南侧是巍峨陡峻的秦岭和华山山地，北侧是低平的渭河断陷盆地，盆岭交界处为长达数百公里、蔚为壮观的线状断层崖和断层三角面。

据垂直形变测量资料，1955年以来，区内地壳形变具有波动性继承活动特点，渭河盆地的下降速率一般在0～2mm/a。

断陷带内部，垂直差异运动也十分强烈，实验区第四纪时期在总体沉降的基础上存在两个持续的凹陷和三个相对凸起：西安凹陷、固市凹陷、宝鸡凸起、鄠山凸起和阳廓凸起（如图 4-4）。西安凹陷的第四纪沉降幅度为 1200m，固市凹陷的第第四纪沉降幅度达1350m。这些次级新构造单元的边界均为第四纪活动断裂，沿这些边界断裂，地震活动十分强烈，频度高、震级大。

受不对称的阶梯状正倾滑断层系统的控制，除强烈的直差异运动外，渭河断陷带也具断块掀斜运动特征，表现为黄土塬面依次跌落、鄠山凸起等断块山地向南倾俯而断陷带整体南深北浅、向南掀斜的半地堑等特点。

渭河断陷带是一个垂直差异运动十分强烈的新构造运动区，南、北两侧边界带及断陷带内部活动断裂非常发育，晚第四纪以来断裂活动强烈，地震活动频度高、震级大，属于

强地震活动新构造单元。

4.4.2.2 实验区主要断裂活动特征分析

实验区内的主要第四纪活动断裂包括：陇县－宝鸡断裂带（F1）、渭河北山山前断裂带（F2）、扶风－礼泉断裂（F3）、渭河断裂带（F4）、铁炉子－栾川－南召断裂（F5）、秦岭北麓断裂（F6）、临潼－长安断裂带（F7）、骊山北麓断裂（F8）、渭南塬前断裂（F10）、华山山前断裂（F11）、口镇－关山断裂（F12）等（如图 4-5）。

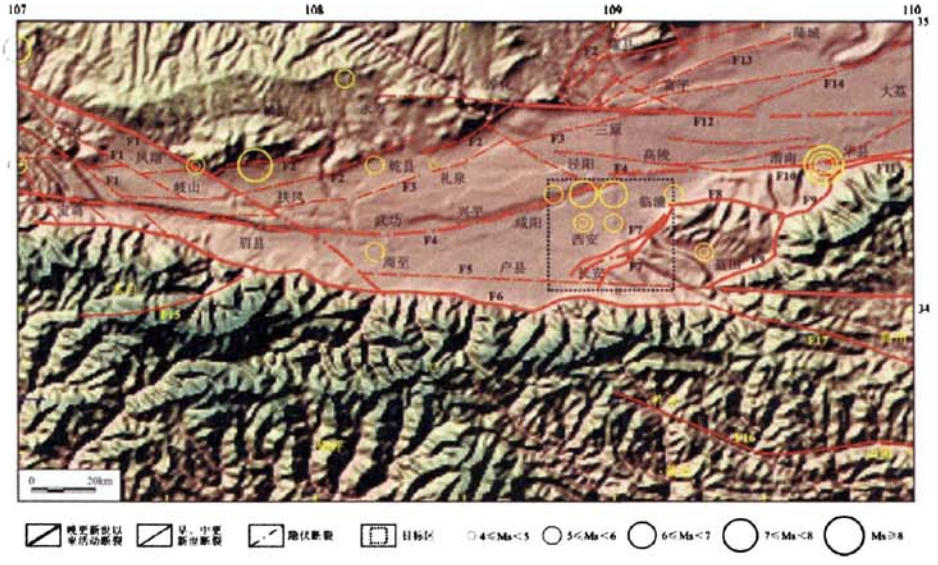


图 4-5 实验区主要第四纪活动断裂分布图

断裂名称与编号：F1.陇县－宝鸡断裂带、F2.渭河北山山前断裂带、F3.扶风－礼泉断裂、F4.渭河断裂带、F5.铁炉子－栾川－南召断裂、F6.秦岭北麓断裂、F7.临潼－长安断裂带、F8.骊山北麓断裂、F9.华山西麓断裂、F10.渭南塬前断裂、F11.华山山前断裂、F12.口镇－关山断裂、F13.富城-蒲城断裂、F14.双泉－临猗断裂、F15.太白断裂、F16.山阳断裂、F17.商县－丹凤断裂

1）陇县－宝鸡断裂带（F1）

陇县－宝鸡断裂带（F1）位于实验区的西部，是渭河断陷带的西边界（如图 4-5）。断裂带由数条近于平行的断裂组成，最东边的一条称为陇县－岐山－马召断裂，断裂总体走向 NW300°，倾向 SW，在岐山北，断层截断了渭河北山，断层线上可见到上第三系受到强烈挤压变形，两条断层呈右行斜列。从岐山至马召一带，断裂控制西安凹陷与宝鸡凸起的边界，两侧早第三纪地层相对高差可达 3000m。地貌上，在扶风黄土塬上断裂表现为陡崖，西高东低，高差 80m，而渭河阶地在断层两侧高度明显不同，其中第Ⅲ级阶地相差可达 40m。沿断裂，在水沟寺、古水村等地可见到一些第四纪断层，正断性质，断距不过几

米。

2）渭河北山山前断裂带（F2）

渭河北山山前断裂带（F2）为渭河盆地的北缘断层，由数条近于斜列的分支断层组成（参图2.3）。总体走向NEE，倾向SE，倾角50～80°，正断性质。断层隐伏为主，大多地段被第四纪堆积物所覆盖。沿断层，在乾县龙崖寺等地可见到第四纪小断层及数个温泉分布，水温可达23～41.5℃。渭河北山山前断裂带为中更新世活动断层。

3）扶风－礼泉断裂（F3）

扶风－礼泉断裂（F3）与渭河北山山前断裂带（F2）基本平行，总体走向NEE，倾向SE，倾角60～80°，正断性质。断层对渭河盆地的形成和新生代沉积有一定控制作用，其北侧分布中更新世及其以上地层，厚度可达200m；南侧发育上新世和第四纪各时期的地层，其沉积厚度远大于断层以北的沉积。沿断层在龙王沟可见到中更新世黄土与钙质结核层的小断层，断距为1.5~2.5m。此外，沿断层还伴有温泉出露。现今地貌上，在乾县梁村一带沿断层发育黄土陡坎。

4）渭河断裂带（F4）

渭河断裂带（F4）是本次实验的目标断裂之一，为渭河盆地基底的分界断层和西安拗陷的北界断层。

5）铁炉子－栾川－南召断裂（F5）

断陷带内，铁炉子－栾川－南召断裂（F5）断层走向近EW，倾向N，倾角60～80°，隐伏正断性质。断层以北第三纪及第四纪地层发育齐全，而断层以南仅有上新世和第四纪地层的赋存，缺失早第三纪和中新世地层，且北侧第三纪地层厚度也比南侧大3700m，第四纪地层厚度比南侧大98m。

6）秦岭北麓断裂（F6）

秦岭北麓断裂（F6）为渭河断陷带南缘边界断裂总体走向EW，倾向N，倾角60～70°，正断性质。在黑河口以东，沿断裂发育全新世断层陡坎，高1.1～7.9m，全新世晚期以来平均滑动速率为0.9mm/a。在沣峪口、太平峪口、西头岔沟口等地发育全地新世断层，可能发生过3～4次古地震事件。沿断裂，在宝鸡、眉县、蓝田等地出现多处温泉，水温达60℃。

7）临潼－长安断裂带（F7）

临潼－长安断裂带（F7）为西安拗陷与骊山凸起的分界断裂。

8）骊山北麓断裂（F8）

骊山北麓断裂（F8）走向近东西，倾向N，倾角45～75°，正断性质。断层西段在地貌上反映清楚，为骊山山地与山前洪积倾斜平原的分界断层，在凤王沟口表现为高约20~30m的断层崖；断层东段分开了横岭波状黄土与阳廓平缓黄土塬，两塬高差可达200m以上，断层切割了上新统一中更新统地层。在山孙村、三刘等地断层错断了全新世早期的洪积砾石层，甚至耕植土层，断层的全新世断距可达1～2m，为全新世活动断裂。

9）渭南塬前断裂（F10）

渭南塬前断裂（F10）西起临潼新丰镇，东至华县马家穴，总体走向近东西向，倾向N，倾角40～70°，正断性质。地貌上反映明显，断层分开了渭南黄土塬与渭河高阶地，形成陡坎，高达200m，黄土塬塬面向北略微抬起，向南倾俯，反映了断层的新活动。另外，在桥峪口等地可见到一系列第四纪断层，直通耕作层，断裂属全新世活动断裂。

10）华山山前断裂（F11）

华山山前断裂（F11）是渭河断陷带的主边界断裂。断裂总体走向NE一EW向，倾向NW一N，倾角60～70°，铲式正断活动性质。沿断裂，在石堤峪口一杜峪口之间发育断层崖、断层三角面和断层陡坎，穿越断层的十多条南北向沟峪的II级阶地（晚更新晚期）位错7～15m，Ⅰ级阶地（全新世中、晚期）位错2～4m。沿华山山前断裂（F11）曾发生了1556年华县$8^{1}/_{4}$级地震，至今仍保留有地震地表破裂遗迹。

11）口镇一关山断裂（F12）

口镇一关山断裂（F12）走向近EW，倾向S，倾角70°，为一北升南降的高角度正断层。卫星影像上，断裂线性特性非常醒目；地貌上，断层以北为黄土台塬，以南则为洪积扇、阶地。在口镇清峪河口可见寒武纪砂岩与晚更新世冲积层以断层接触，靠近主断面的上盘亚粘土、粉砂夹细砾层中有阶状小断层，向南逐级正断下降，累计断距20多米。在槐树坡东侧冲沟见到错断更新世～全新世冲积层的断面，并在地表发育同走向的地裂缝，地裂缝长达100m，断层现今处于蠕滑活动状态。

4.4.2.3 实验区水系密度和活动特征分析

在ArcGIS 9.1平台上，利用1/25万数字高程模型求出实验区的水系，如图4-6。

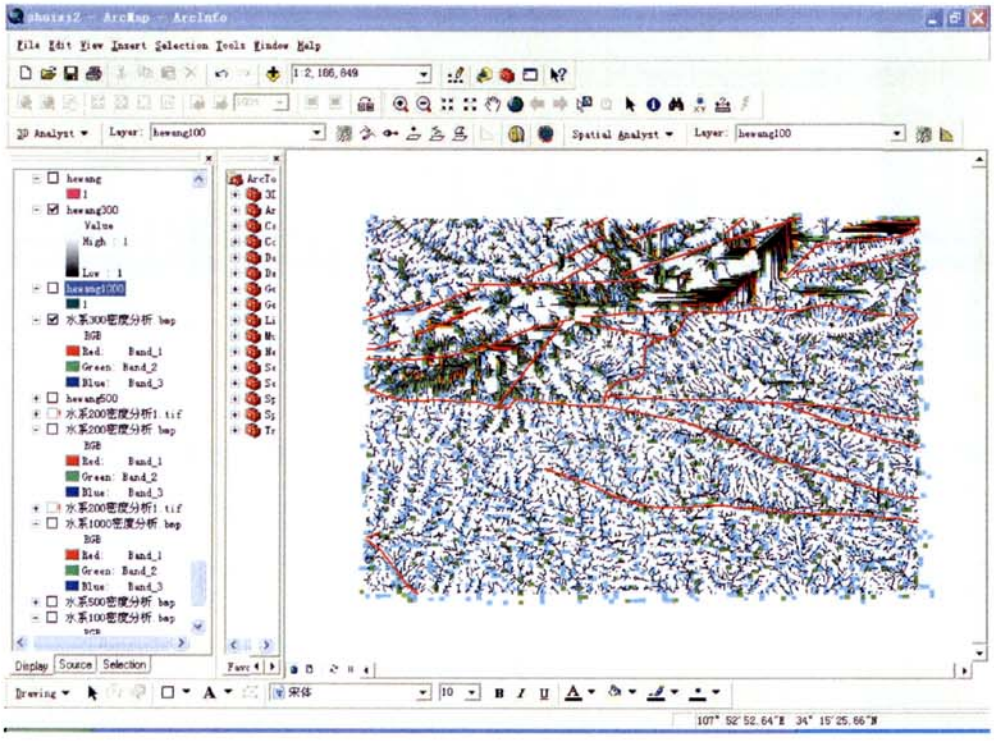


图 4-6 ArcGIS 平台上水系与断裂综合分析界面图

然后利用编写的水系线密度分析软件包，对西安市实验区 1/25 万水系线密度专题信息进行实验，实验内容包括：1/25 万数字地形提供的水系线密度分析、1/25 万 DEM 数据不同阀值（100、300、500、1000 等）提取水系的线密度分析，以及这些水系特征、线密度分析结果在 ArcGIS 平台上与实验区活动断裂叠合分析及其对比（如图 4-7，图 4-8）。

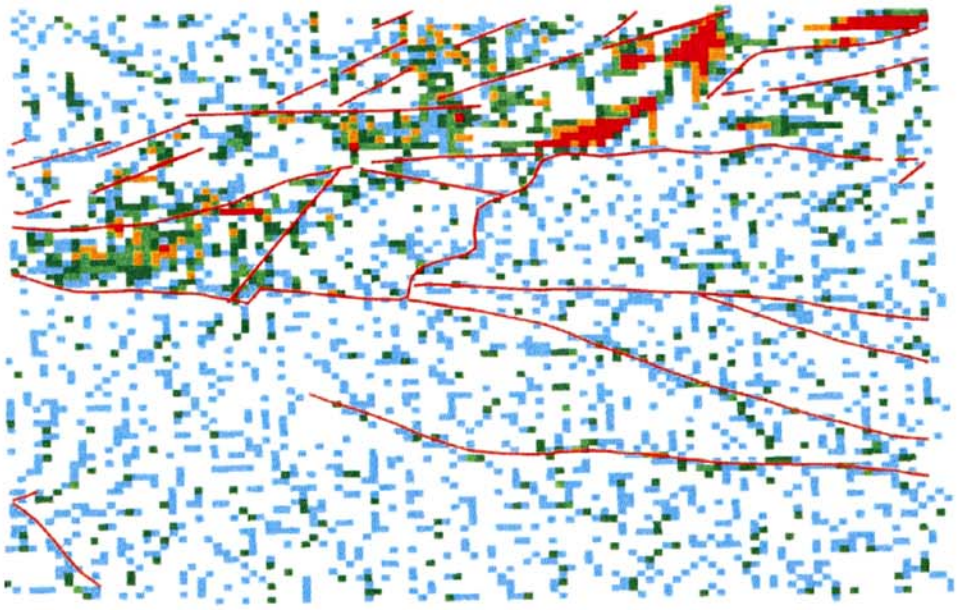


图 4-7 实验区 1/25 万 DEM 数据提取水系线密度分析结果（阀值 300）与断层展布图

结果显示：虽然，西安市实验区活动断裂分布与水系线密度的高值线并非一一对应关系，但断裂对水系的总体分布格架具有一定的控制作用，部分断裂控制水系线密度高值点呈线性分布，因此，水系线密度分析结果对实验区活断层的快速定位具有一定的参考作用；DEM 提取的水系取阀值 100～300 时，水系细结构明显，有利水系线密度分析。

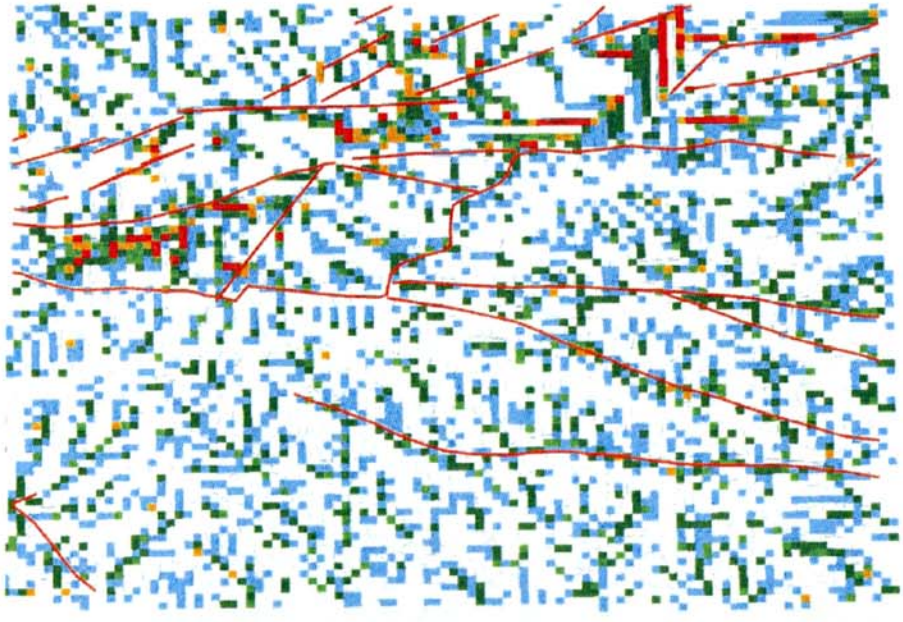


图 4-8 实验区 1/25 万 DEM 提取水系、水系线密度结果（阀值 1000）与断层展布图

实验区所在渭河断陷带为近东西向的半断陷型箕状盆地，第四系厚度总体南深北浅、向南倾伏（国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，1988）。断陷带的南、北边界带均受断裂控制，南边界带为主边界带，晚第四纪活动更为强烈。断陷带内部在浅表发育多组与边界带近于平行的第四纪活动断裂，并控制内部次级断块的边界（如图4-5）。

在深部，这些断裂与主边界断裂显示明显的铲形结构（如图4-8）。临潼－长安断裂带的王家碾－侯家湾断层（F1-1）和胡家沟－首帕张断层（F2）在深度5km左右归并至麻街－碾湾断层（F1），麻街－碾湾断层（F1）向下至8km左右又归并于余下－铁炉子断层，而余下－铁炉子断层又在大约8.5～9km的深度上归并于渭河断陷带的南主边界断裂－秦岭北麓断裂带，这些断裂均向北倾，渭河断裂带则向南倾。

区域上，渭河断陷带这种深部构造特征与鄂尔多斯北缘河套断陷带的深部构造特征具有一致性。在发震构造上，渭河与河套这类断陷带历史上强震和主边界断裂带关系更为密切，河套断陷带的北缘断裂为主边界断裂，是河套断陷带大地震震的主要发震构造，秦岭北麓断裂带－华山山前断裂为渭河断陷带的主边界断裂，是渭河断陷带Ms7级以上地震的主要发震构造。

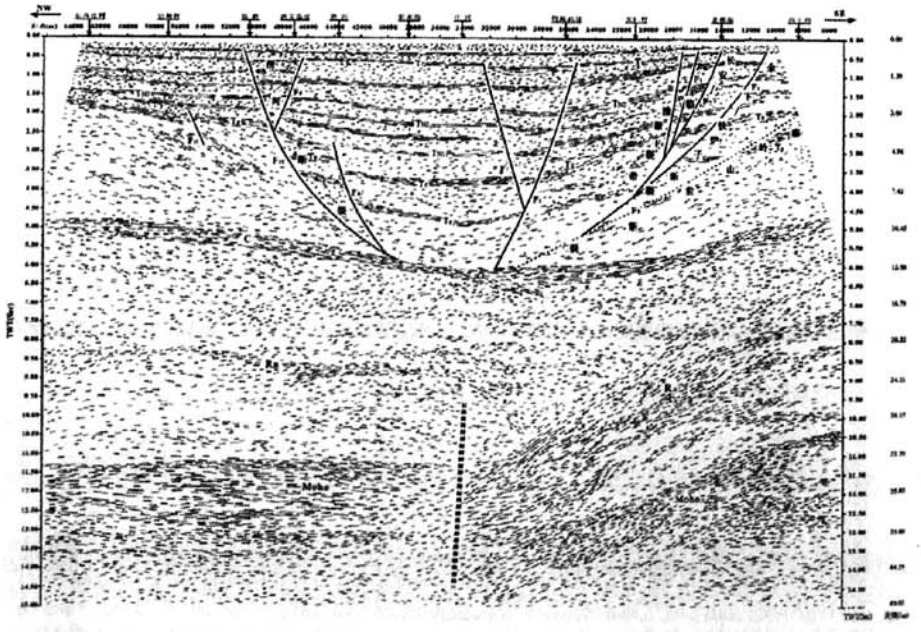


图4-8 西安附近深地震反射结构图（中国地震局地震勘探中心，2007）

活动构造位置上，实验区主体属于鄂尔多斯断块的南边界－渭河断陷带。渭河断陷带是一个垂直差异运动十分强烈的新构造运动区，南、北两侧边界带及断陷带内部活动断裂

非常发育，晚第四纪以来断裂活动强烈，地震活动频度高、震级大，处于强地震活动构造环境。

类比鄂尔多斯断块周缘断陷带大地震发震构造条件，实验区处于强地震活动构造环境，存在Ms8级以上地震构造条件，而目标区处于强地震活动背景下相对略弱的地震构造环境，仅存在Ms6～7级地震的发震构造条件。

深、浅构造关系上，目标区内浅表的临潼一长安断裂带深部归结为渭河断陷带南主边界断裂一秦岭北麓断裂带的铲形次级断裂，渭河断裂带为倾向相反的次级断裂。历史上强震和主断裂带关系更为密切，南边界断裂带是渭河断陷带Ms7级以上地震的主要发震构造。

第五章 结语与展望

本文研究内容是国家自然科学基金资助项目“鲜水河-小江断裂带中段晚新生代构造变形及其形成机制”和中国数字地震观测网络城市活断层实验探测项目子专题：基于 GIS 平台基础上高分辨率遥感信息与地形数据融合处理及活断层定位技术实验的重要组成部分。构造地貌是活动构造定量数据的载体。数字高程模型数据具有一般地形图无法表达的高分辨率信息，易于进行可视化研究、统计分析等。将 DEM 与诸如地层和区域构造填图等资料相结合，DEM 提供的地形信息能够为地表地质作用过程研究提供更快速、有效的途径。利用 DEM，可分析构造地貌和水文水系，继而应用到活动构造的研究中。本文的本文创新性主要贡献如下：

(1)研究分析了利用数字高程模型 DEM 数据进行坡度、坡向地貌面特征提取原理、新构造运动的内容，对以后的进一步地貌面分析研究使用积累经验。

(2)在对鲜水河-小江断裂带区域进行遥感解译和野外调查的基础上，根据数字高程模型，分析了该区域的地貌特征，研究活动构造变形量，讨论了大凉山断裂带的几何展布、左旋滑移量和左旋滑动速率活动性等特征，及其与鲜水河-小江断裂系中其它断裂带的异同。

(3)分析研究了水文水系的类型、水系特征与活动构造、地质发育的关系，运用地理信息系统水文模型，利用 DEM 数据，在 GIS 平台下求解水系的实验步骤。

(4)利用 Visual C++开发平台，在 MFC 的基础上，采用 C++语言设计开发实现了水系线密度图形图像分析软件。

(5)求解分析了华北断块区的鄂尔多斯活动断块的南边界带—渭河断陷带区域的水文水系，求解了该地区的水系密度，为研究分析该地区的地质活动构造断裂带提供依据和支持，分析研究了该地区的地质活动特征。

结合本文的实现过程，提出以下几项对下一步工作的展望。

(1)由于时间和精力有限，本文只是在基于地理信息系统的地貌面和水系特征提取分析在新构造运动中应用的初步探讨。在地貌面提取分析方面，可以利用更大比例尺 1：5 万的 DEM 求解坡度、坡向，然后根据高程分布求出阶地面、夷平面，继而分析活动构造。

(2)在水系和水系密度特征分析方面，可以对地区水系特征进行比较详细的分类，从西安地区实验探测结果来看，水系蕴含的地质构造信息不是特别明显，利用水文水系特征分析活动构造，还需在理论上需要继续研究探索，需要在更加典型的地区进行实验探讨验证。

参考文献

[1]. Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419~426.

[2]. DENG Qidong. Progress in studies of active tectonics[A]. Studies of Recent Geodynamics and Applications[M]. Beijing: Seismological Press, 1994. 211-221

[3]. Stanley A. Schumm,Jean F. Dumont &J John M. Holbrook, Active Tectonics and Alluvial Rivers, Cambridge University Press 2000.

[4]. Balázs Székely. On the surface of the Eastern Alps—a DEM study [J]. Germany: Universität Tübingen Press, 2001.1-157.

[5]. Fielding E J, Isacks B, Barazangi M, et al. How flat is Tibet?[J]. Geology, 1994, 22: 163-167.

[6]. Briais A.,Patriat P.,and Tapponnier P.,1993.Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea:implication for the Tertiary tectonics of Southeast Asia.JGR,98(b4):6299-6328.

[7]. Clark M.K.and Royden L.H.,2000.Topographic oozo:Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow.Geology,28(8):703-706.

[8]. England P.C. and Houseman G.A., 1986.Finite strain calculations of continental deformation Ⅱ:application to the India-Asia plate collision.JGR,91:2664-3676

[9]. Honglin HE,2000.Quaternary Tectonic Deformation in the Southeastern Margin of the Tibetan Plateau.PhD degree thesis in the University of Tokyo.

[10]. Houseman G.A and England P.C.,1986.Finite strain calculations of continental deformation Ⅰ:Methods and general results for convergent zone.JGR,86:6115-6132.

[11]. Houseman G.A and England P.C.,1993.Crustal thickening verus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision.JGR,98:12233-12249.

[12]. Houseman,G. and England,P.,1996.Alithospheric thickening model for the Indo_Asian collision.In:Tectonic Evolution of Asia,edited by A.Yin & T.M.Harrison,New York:Cambridge University Press,3-17.

[13]. Wang E.,Burchfiel B.C.,Royden L.h.,Chen J.,Li W.,Chen Z.,1998.Late Cenozoic Xianshuihe_Xiaojiang,Red River,And Dali fault systems of Southwestern Sichuan and Central Yunan,China,GSA Special paper,327:1-108.

[14]. Fu B H, Awata Y, Du J G, et al. Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. Geomorphology, 2005, 71: 278~292.

[15]. 芮孝芳著, 2004. 水文学原理. 中国水利水电出版社

[16]. 王数, 东野光亮主编, 2005. 地质学与地貌学教程. 中国农业大学出版社

[17]. 吴忱, 张秀清, 马永红, 1996. 华北山地地貌面与新生代构造运动. 华北 地震科学

[18]. 宫鹏, 2000. 数字表面模型与地形变化测量. 第四纪研究

[19]. 邓起东, 陈立春, 冉勇康, 2004. 活动构造定量研究与应用. 地学前缘

[20]. 张会平, 刘少峰, 2004. 利用DEM进行地形高程剖面分析的新方法Ⅱ. 地学前缘

[21]. 刘少峰, 王陶, 张会平等, 2005. 数字高程模型在地表过程研究中的应用. 地学前缘

[22]. 张会平, 刘少峰, 孙亚平等. 基于SRTM—DEM 区域地形起伏的获取及应用. 国土资源遥感, 2006

[23]. 张会平, 杨农, 张岳桥, 2006. 岷江水系流域地貌特征及其构造指示意义. 第四纪研究

[24]. 张会平, 杨农, 刘少峰, 张岳桥,2006. 数字高程模型(DEM)在构造地貌研究中的应用新进展.地质通报

[25]. 刘静, 丁林, 曾令森等, 2006. 青藏高原典型地区的地貌量化分析——兼对高原“夷平面”的讨论[J]. 地学前缘, 13卷, 5期, 285-299

[26]. 陈正位, 申旭辉, 曹忠权, 2004. 基于数字高程模型对亚东-谷露构造带第四纪活动习性的研究[J]. 地震, 24 (增刊): 40-46.

[27]. 张会平, 杨农, 张岳桥等, 2004. 基于DEM的岷山构造带构造地貌初步研究[J]. 国土资源遥感, 4: 54-58

[28]. 张会平, 张平安, 张威等, 2004. 基于DEM的崛江断裂带构造地貌模拟[J]. 辽宁工程技术大学学报, 23 (5): 603-605

[29]. 程三友, 刘少峰, 张会平, 申旭辉, 苏三, 雷国静, 2005. 大别山构造地貌的DEM初步分析[J].地质力学学报, (04)

[30]. 阚荣举, 张四昌, 晏凤桐, 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. 地球物理学报, 20: 96-109

[31]. 李坪和汪良谋, 1975. 云南川西地区地震地质基本特征的探讨. 地质科学, (4): 308-326

[32]. 李坪主编, 1993, 鲜水河-小江断裂带. 北京: 地震出版社

[33]. 李大裕, 杜其方, 游泽李, 张成贵等, 1997. 鲜水河活动断裂带及强震危险性评估. 成都: 成都地图出版社

[34]. 宋方敏, 汪一鹏, 俞维贤, 曹忠权, 申旭辉, 沈军, 1998. 小江活动断裂带. 北京: 地震出版社

[35]. 宋方敏, 李如成, 徐锡伟, 2002. 四川大凉山断裂带古地震研究初步结果. 地质地震, 24(1): 27-33

[36]. 唐荣昌,韩渭宾主编, 1993. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社

[37]. 申旭辉, 陈正位, 许任德, 等. 凉山活动构造带晚新生代变形特征和位移规模. 地震地质, 2000, 22(3): 232~238

[38]. 周荣军, 黎小岗, 黄祖智, 等. 四川大凉山断裂带晚第四纪平均滑动速率. 地震研究, 2003, 26(2): 191~196

[39]. Shen Z K, Lu J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2005, 110, B11409, doi:10.1029/2004JB003421

[40]. 张克旗. 2007. 青藏高原北缘若干断裂带古地震事件释光测年及年代学研究(中国地震局地质研究所博士论文)

[41]. Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting (Second edition). Cambridge University Press, 2002, 110~126

[42]. 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜, 等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. 地球物理学报, 2005, 48(3): 629~636

[43]. 任雪梅.2003.夷平面初步研究与初步模拟(西南师范大学硕士学位论文)

[44]. 赵帮元.2002.1:25万比例尺DEM建立及地形信息特征研究（西北大学硕士学位论文）

[45]. Marin Kristen Clark,2003. Late Cenozoic Uplift of Southeastern Tibet. PhD degree thesis in the A.B.,Cornell University.

[46]. 刘勇.2006.川西高原层状地貌研究（南京师范大学硕士学位论文）

[47]. 任治坤.2007.则木河断裂带古地震研究（中国地震局地震预测研究所硕士学位论文）

致　谢

本论文是在首都师范大学资源环境与旅游学院资源环境与地理信息系统北京市重点实验室、三维信息获取和应用教育部重点实验室的全体老师和同学们的大力支持下完成的。

首先，我要真诚感谢我的导师刘先林院士、张爱武教授，从论文的选题到系统框架的构建，再到实验的实现，一直到论文大纲的提炼和具体的写作，修改到定稿，每一步都得到了他们的认真指导，每一步也都凝聚了他们的心血。他们对工作认真负责，学术洞察力敏锐、治学态度严谨，在学习和工作上对我严格要求。导师渊博丰富的专业知识，严谨的科研作风，勤奋认真的工作态度都给我留下了深刻的印象。刘院士和张老师所教导的为人处世的原则，认真踏实的工作作风，乐观阔达的生活态度，积极创新的思想意识，都将对我的生活和工作产生重大影响，也将永远激励我努力奋进。在此，向刘先林院士、张爱武教授致以最崇高的敬意和最真诚的感谢。

我还要特别感谢中国地震局地质研究所的陈立春副研究员、何宏林研究员，在论文的撰写和实验过程中，得到他们的认真指导，特别是陈立春副研究员在生活上也对我悉心照顾，在学习上给予我充分信任，在遇到困难时，又帮我查找资料，给我提出卓有成效的建议，同时并热情鼓励我克服困难，积极探索。

感谢首都师范大学资源环境与旅游学院的宫辉力教授、赵文吉教授、李小娟研究员、钟若飞副教授和胡月华老师、王文丽老师等全体老师。在这三年中，正是由于他们在学习上的全力帮忙和生活上的的悉心照顾，才使我有机会来顺利完成毕业论文。值此之际，特向诸位老师献上我最深的谢意。

感谢中国测绘科学研究院的叶泽田研究员，孙立业副教授，在我的学习和工作上，乃至做人的道理上，他们给了我很大的帮助和启发，在我最困难的情况下，也是他们的鼓励和支持，使我找到前进的动力。

在此感谢我的父母和我的弟弟，正是你们对我无私的付出和照顾，才使我深切体会到亲情和爱的可贵。也正是你们对我巨大的精神鼓励和对我一贯的信任和支持，我才能充满信心，也才能有今日的成绩。

也感谢首都师范大学资源环境与旅游学院2005级、2006级和2007级的全体的兄弟姐妹们，在这三年的同窗生活中，我们大家在一起生活和学习，一起度过了许多美好和难忘的岁月，我们曾经为了解决一个问题而一起冥思苦想，也曾经为了解决了一个问题而一块欢呼雀跃。我庆幸能遇到你们，你们给予我的帮助和指导，使我受益匪浅，你们给予我的

鼓励和批评都将是我最珍贵的财富，和你们共度的这段岁月也是我心中美好的记忆。

最后感谢首都师范大学资源环境与旅游学院在这三年中给我提供了良好的学习和生活环境，学院给我们提供了良好齐全的硬件设施和软件环境，也为我们提供了绝佳的学习环境。正是这样齐全的设备和美好的环境才帮我学有所长，学有所用，才帮我顺利完成毕业设计，完成毕业论文。

感恩之情，报恩之心，难于言表！千言万语，化为我最真诚的一句“谢谢！”

基于GIS的地貌面和水系特征提取分析应用研究

作者：魏波
学位授予单位：首都师范大学

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y1389774.aspx
授权使用：贵州大学(guizdx)，授权号：37e4406f-0663-4710-9a97-9e75017ce3fd
下载时间：2011年1月24日