新疆西风区黄土沉积特征与古气候

叶玮著



责任编辑：金　炯
封面设计：金　炯

ISBN 7-5027-5225-0
9 787502 752255 >

ISBN 7-5027-5225-0/P・60
定价：40.00 元

石油大
P54

新疆西风区黄土沉积特征与古气候

叶　玮　著

海洋出版社

2001 年·北京

内 容 提 要

本书在前人研究的基础上，通过对受西风控制的北疆伊犁地区黄土沉积特征和气候记录研究的总结，较为系统地对西风区黄土沉积特征进行了论述，在精确测年的基础上对具有代表意义的伊犁黄土记录进行了多种气候代用指标的研究，并与北疆其他地区、季风区、极地冰芯及北大西洋等气候记录进行了对比，得出了伊犁地区末次冰期气候具不稳定性之结论。本书可供高等院校地球科学专业师生和第四纪研究工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

新疆西风区黄土沉积特征与古气候/叶玮　著. —北京：海洋出版社，2001.3

ISBN 7-5027-5225-0

Ⅰ. 新…　Ⅱ. 叶…　Ⅲ. ①黄土-沉积构造-研究-伊犁地区　②古气候-气象资料-伊犁地区　Ⅳ. ①P588.2　②P468.245

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2001)第 11517 号

http://www.oceanpress.com.cn

海洋出版社 出版发行

(100081　北京市海淀区大慧寺路 8 号)

兰州中科印刷厂印刷　　新华书店发行所经销

2001 年 3 月第 1 版　　2001 年 3 月兰州第 1 次印刷

开本：787×1092　1/16　　印张：12

字数　277 千字　　印数　1～500

定价：40.00 元

海洋版图书印、装错误可随时退换

前　言

大量研究证明，风成粉尘不仅是世界上分布最广的沉积，而且记录有丰富的古气候信息。黄土作为陆相沉积中较理想的记录古环境变化的地质体，完全可与深海沉积和冰芯媲美。在过去几十年中，我国对黄土高原、青藏高原等季风区黄土的研究已取得了丰硕成果。然而，由于多种原因的影响，对地处非季风区干旱内陆新疆等地的黄土研究仍处于较低的层次上，以致于黄土的成因和黄土形成时期的古气候迄今还存在争论，特别是对受西风控制地区黄土的沉积特征与古气候研究则更为零星。自从极地冰芯记录研究拉开了末次间冰期以来气候稳定性争论之序幕，世界各国的地学工作者们为此投入了大量的人力和物力。近年来，陆地湖泊、黄土沉积、深海沉积和青藏高原的冰芯记录研究也都围绕这一主题开展。来自更广泛地区的研究成果显示，似乎末次冰期气候的不稳定性不仅发生在极地和北大西洋地区，而是全球气候变化的共同特征。中国在这方面的研究也走在世界前列。黄土高原、青藏高原的黄土记录、湖泊沉积和冰芯记录研究结果表明，末次冰期这些地区的气候也是不稳定的，中国东部季风区气候的变化强烈受北半球高纬地区气候变化的影响。根据气候变化的数值模拟研究，青藏高原的地形作用决定了蒙古高压的位置，而蒙古高压的强度则受北半球冰量的影响，因此北半球高纬地区气候变化可能以西风带为纽带对季风气候产生深远的影响。正因为如此，末次冰期在北大西洋地区发生的六次寒冷气候事件即所谓的 Heinrich 冰筏事件在中国黄土高原和青藏高原都有记录。然而，位于极地与东亚季风区之间的中国西风区该时段气候是如何变化的呢？它和季风区气候有何异同？北半球高纬地区气候变化在该区的表现等问题的解答必将有助于全球气候变化研究的深入。为了丰富中国的黄土学说，为全球变化研究积累资料，作者在国家自然科学基金的资助下，在总结前人工作的基础上，选择伊犁地区的黄土作为研究重点。通过野外调查和室内两个典型剖面样品的粒度、矿物、石英表面形态、磁化率、碳酸钙含量、地球化学及绝对年代等分析，对中国典型的西风区的黄土分布、沉积特征和末次冰期以来该区的古气候变化特点及其与全球变化的关系进行了较为系统而深入的研究工作。

本专著共分 10 章，分别从黄土及古气候的国内外研究动态、区域自然环境特点、黄土沉积特征、黄土形成时代、古气候代用指标和古气候变化特点等方面对中国西风区风成黄土的沉积特征和古气候记录进行了系统的论述，并且与周边地区以及极地和北大西洋地区的气候记录进行了对比。从研究结果来看，不论是西风区黄土沉积特征还是古气候变化都具有强烈的区域特色，与季风区有着显著不同，而与相邻的中亚地区有许多类似之处。

本项工作在完成过程中得到了董光荣先生的指导和许多同行们的帮助，专著虽然由作者撰写，但研究成果是课题组成员共同努力的结果。参加课题的有袁玉江、靳鹤龄、赵兴有、许英勤、陈险峰等，史家利等人帮助完成室内部分样品分析工作。魏文寿和王贵勇博士参加了部分野外工作。黄土的地球化学分析是在日本物理与化学研究所地球化学实验室完成的，在实验过程中得到了矢吹贞代等日本同行的帮助。在课题和书稿完成过程

中也得到了来自家庭的大力支持。中国科学院寒区旱区环境与工程研究所《中国沙漠》编辑部的金炯先生、孙良英女士和郝美玲女士为本书的编辑和出版工作付出了辛勤的劳动，在此一并表示衷心感谢！

该项研究工作虽然是初步的，但工作中也发现了许多有趣的有待深入研究的问题。如在东部季风区广泛使用的各种气候代用指标在西部西风区是否适用，为什么沉积在草原和荒漠草原地带的黄土具有不同的磁化率，西风区末次冰期水热组合特点等等。本书旨在抛砖引玉，并且希望能引起同行们对中国西风区黄土及古气候研究之兴趣。

作　　者

2000 年 11 月于浙江金华

THE LOESS DEPOSITION FEATURES AND PALEOCLIMATE IN WESTERLY REGION OF XINJIANG

ABSTRACT

Detailed studies show that eolian sediments cover the earth surface widely. It can be found not only at continents but also in ocean. Loess almost contains as many records of past climate changes as marine sediment and polar ice core. Many scientists pay a lot of attention on it. Great progress on loess study at monsoon region of China has been made in the past decades. But in the area where modern climate is controlled by westerly system the study has been conducted rarely. Xinjiang is located in the northwest of China, of which Yili basin is distributed with loess deposition widespreadly. The monograph systematically studies the depositional features of loess and climate variations since the Late Pleistocene Period in Yili area by field investigation and laboratory analyses of loess samples on grain size, heavy mineral, quartz surface texture, magnetic susceptibility, $CaCO_3$ content REE, Sr and Nd isotope and absolute age. The primary results of this study are summarized as follows:

(1) Dust deposits mainly distribute on the windward slope of Tianshan mountains which Yili basin located in, as well as steppe and desert steppe zones of its plain with 800～1 400 m above sea level. The thickness of exposed loess layer ranges from several meters to several ten meters. According to the data from a sediment core, the maximum thickness of loess at Zeketai area of Yili is over 80 m. The absolute ages (OSL) suggest that the majority of exposed loess deposits in Yili area were accumulated during the Last Glacial Period, which corresponds to Malan Loess at the Loess Plateau.

(2) The analysing results of grain size, mineral, quartz surface texture and geochemical features prove that loess in Yili area belongs to eolian dust deposits. The textural characteristics of the loess in Yili area are different from that of Malan Loess at the Loess Plateau.

Firstly, the loess in Yili area is rich in silt and clay, and poor in sand. Granulomatric median ranges from 15 to 20 μm. The average percentage of particles less than 15 μm is 54%.

Secondly, unstable minerals such as hornblende and biotite are more prevailing than stable minerals that are generally most at the Loess Plateau. The regional difference of heavy mineral composition is very small.

Thirdly, loess contains plentiful carbonate occupying 12.0%～33.6% of the total

weight. The calcium carbonates appear as hypha, pellicle, fleck and so on at westerly system region, Yili, while the calcium concretion occurs in loess deposits widely at monsoon region.

Lastly, the silica illuviation at surface of quartz particle in Yili area is not as strong as that in the Loess Plateau.

(3) Systematic geochemical studies on loess-paleosol sequences are carried out. Based on the major and trace element abundance, the paleosols from steppe zone can be distinguished from the loess by decarbonizing and higher contents of stable and relatively stable elements, such as Al_2O_3, TiO_2, K_2O and Rb, whereas the paleosols from desert steppe zone do not show distinct difference of major and trace elements concentration between loess and paleosols. Pedogenesis is thought to be influenced strongly by climate, especially by precipitation.

Rare Earth Element (REE) patterns of Yili loess and paleosols are remarkably uniform with $(La/Yb)_N=7.6$, this value is smaller than that of the upper continental crust (UCC), $(La/Yb)_N=9.0$. Negative *Eu* anomalies, expressed in Eu/Eu^* ratios vary from 0.61 to 0.82. Rb—Sr isotopic systematics of the loess-paleosols show a well-correlated pseudo-isochron, which reflects the mixing of two components, i.e., the silicate material with high $^{87}Rb/^{86}Sr$ ratios and high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and the carbonate materials with low $^{87}Rb/^{86}Sr$ and low $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.710).

Neodymium isotopic compositions of Yili loess-paleosols are uniform with $\in Nd(0)$ varies from -9.0 to -8.0, obviously higher than Luochuan loess-paleosols, from -9.3 to -10.4.

The geochemical evidences suggest that the Yili loess is an aeolian deposit and its material source and accumulating environment differs from the central Loess Plateau.

(4) The grain size becomes finer from west to east in Yili area; westerly wind above 1000 m prevails; as an intermontane basin, Yili is surrounded by mountains at north, south and east sides, but opens to the Central Asia desert at west side. All of these imply that the dusts may come from Central Asia desert region where climate is dry in summer, and silt and clay distribute vastly. On the other hand, the natural environment of Yili valley is suitable for eolian dust depositing and accumulating. These are the reasons why loess is widespread in Yili area.

(5) The comparison of climate proxies show that magnetic susceptibility, content of calcium carbonate and grain size can indicate the climate changes clearly. Among of them, the content of particles less than 10 μm is the best indicator, which followed by grain size. The stronger the wind is, the less the percentage of particles less than 10 μm is. The magnetic susceptibility is greatly influenced by environmental conditions. At steppe zone where the annual rainfall is over 400 mm, the paleosols are characterized by higher magnetic susceptibility and loess by lower values. But at desert steppe, the mag-

netic susceptibility of paleosols is lower than that of loess sometime. The explaination for this difference needs more studies.

The variant climate proxies showed the different environments of the Late Middle Pleistocene and the Late Pleistocene. Before the Late Pleistocene, paleosols reflected the warm and wet conditions. Since the Late Pleistocene, especially during the Last Glacial Period, soils developed weakly and the climate was drier than that in the Middle Pleistocene.

(6) On the dry background the climate in the Last Glacial Period shifted between warm and cold. According to the climate proxies and absolute ages, the past 73. 9 ka in Yili area can be divided into four stages:

0～10. 21 ka BP: During the Late Holocene soil developed dominantly and climate appeared to be cold and wet; From the Early to the Middle Holocene loess accumulated continuously and climate was warm and dry.

10. 21～28. 13 ka BP: Loess deposited during this period and temperature was low; Climate in the later time was drier than that in the earlier time.

28. 13～58. 87 ka BP: Soil development and loess formation occurred alternately. Generally speaking, loess formation reflected the colder and wetter climate condition, whereas paleosol development reflected the warmer and drier climate condition. At the end of this stage the climate became wet slightly.

58. 7～73. 9 ka BP: Loess accumulated accelerately and climate was characterized by cold and relatively wet.

(7) The paleoclimate records in the loess strata of Yili proved that the climate during the Last Glacial Period was unstahle. Except for the 6 Heirich cold events, the other 5 cold events could be identified by the climate proxies. The 5 cold events took place at about 23. 9 ka BP, 33. 0 ka BP, 44. 5 ka BP, 58. 0 ka BP, and 61. 5 ka BP respectively. Besides, Allerod—Bolling and D—O Warm interstadials were recorded.

(8) Modern meteorological data and tree rings analyses revealed that the climate changes in the past 300 years at Yili coined with the global climate changes well especially on the air temperature changes. Based on the reconstruction of past rainfall four climate periods could be identified. It was obvious that the wet period was getting shorter and the dry period was becoming longer. In the past 300 years, wet mainly matched with cold and dry matched with warm.

(9) Same as the other areas of China the Last Glacial Period in the studied area was characterized by the alternating of stadial and interstadial. The climate patterns in these sub-periods were different. Compared with the late period, early period of the Last Glacial was cold and relatively wet. Accordingly, the accumulating rate of loess during the early period was higher than that of the late. The middle period was warm and relatively dry, which contrasted with the warm and wet at the Loess Plateau. Arid climate domi-

nated from the Early Holocene to the Middle Holocene and loess accumulation prevailed.

(10) Similar to the global climate, the climate in Yili area was mainly controlled by the insolation in summer at high latitude of the North hemisphere during Quaternary glacial and interglacial cycles, which related to the earth orbital parameters in these period. The variations of insolation not only resulted in the alternation of stadial and interstadial, but also the changes of westerly system's position and strength. When insolation decreased, it caused air temperature to become low, the westerly system be strengthened and its position move toward lower latitude. The increases of insolation made the westerly system weakened and move back. When the south branch of the westerly system was meandering over Yili area during warm periods, rainfall was relatively decreased. Oppositely, the north branch brought more rainfall to the studied area during clod periods. Even though the westerly system's position shifted forth and back frequently since the Last Glacial, the studied area never escaped from westerly system controlling.

目　次

第一章　绪论 …… (1)
　第一节　世界黄土与第四纪研究 …… (1)
　第二节　新疆黄土与第四纪研究现状 …… (8)
第二章　自然环境概况 …… (18)
　第一节　盆地形成演化历史 …… (19)
　第二节　地质与地貌特点 …… (20)
　第三节　气候 …… (22)
　第四节　土壤与植被 …… (33)
　第五节　自然环境特点分析 …… (36)
第三章　黄土分布规律与形成环境 …… (38)
　第一节　全球的黄土沉积 …… (38)
　第二节　新疆黄土分布规律 …… (42)
　第三节　新疆西风区黄土形成环境 …… (45)
第四章　黄土的物质组成与结构特征 …… (49)
　第一节　岩性特征 …… (49)
　第二节　粒度特征 …… (50)
　第三节　矿物组成 …… (62)
　第四节　石英颗粒表面形态 …… (68)
　第五节　黄土与古土壤微结构 …… (72)
第五章　黄土的地球化学特征 …… (75)
　第一节　主要元素 …… (75)
　第二节　稀土元素 …… (83)
　第三节　Sr 同位素 …… (94)
第六章　黄土成因与物质来源 …… (101)
　第一节　黄土成因 …… (101)
　第二节　黄土物质来源 …… (105)
第七章　黄土的形成时代 …… (108)
　第一节　典型剖面概述 …… (108)
　第二节　测年方法 …… (111)
　第三节　时间标尺 …… (113)
　第四节　伊犁黄土沉积时间序列 …… (115)
第八章　黄土沉积中的环境记录 …… (120)
　第一节　磁化率 …… (120)

第二节　粒度……（124）
第三节　碳酸盐……（129）
第四节　重矿物……（134）
第五节　孢粉……（140）
第六节　地球化学……（142）
第九章　新疆伊犁地区中更新世晚期以来的环境演化……（146）
第一节　中更新世晚期至晚更新世气候变化特点……（146）
第二节　末次冰期以来的环境演化……（149）
第十章 新疆西风区与其他地区末次冰期以来的气候事件对比 ……（155）
第一节　新疆300年来气候变化特点……（155）
第二节　末次冰期以来地质记录的区域对比……（163）
第三节　西风区黄土记录与深海沉积、极地冰芯记录对比 ……（172）
第四节　西风区末次冰期以来气候特点与全球变化的关系……（175）

Contents

Chapter One Introduction …… (1)
1.1 The situation of the study on global loess and Quaternary …… (1)
1.2 The situation of the study on loess and Quaternary in Xinjiang of China …… (8)
Chapter Two General characteristics of physical geography in the study area …… (18)
2.1 Formation and evolution history of Yili basin …… (19)
2.2 Geologic and geomorphologic characteristics …… (20)
2.3 Climate …… (22)
2.4 Soil and vegetation …… (33)
2.5 General characteristics of physical geography …… (36)
Chapter Three Distribution of loess and sedimentary environment …… (38)
3.1 Dust deposits on the global …… (38)
3.2 Regional distribution of loess in Xinjiang …… (42)
3.3 Sedimentary environment of loess in westerly region of China …… (45)
Chapter Four Composition and texture featnres of dust deposits …… (49)
4.1 Lithological features …… (49)
4.2 Grain size distribution …… (50)
4.3 Mineral composition …… (62)
4.4 Surface texture of the Quartz in dust deposits …… (68)
4.5 Micromorphology of paleosol and loess …… (72)
Chapter Five Geochemical characteristics of dust deposits …… (75)
5.1 Major elements …… (75)
5.2 Rare earth elements …… (83)
5.3 Strontium isotope …… (94)
Chapter Six Origin and source of dust deposits …… (101)
6.1 Origin of loess …… (101)
6.2 Source of dust deposits …… (105)
Chapter Seven The age of the loess in westerly region …… (108)
7.1 Typical loess sections …… (108)
7.2 The methods to determine the age of loess …… (111)
7.3 Several time scales …… (113)
7.4 Time series of loess record in study area …… (115)
Chapter Eight The evidences of climatic change from loess record of westerly region

…… (120)
8.1 Magnetic susceptibility …… (120)
8.2 Grain size …… (124)
8.3 Content of carbonate …… (129)
8.4 Heavy minerals …… (134)
8.5 Spore and pollen assemblage …… (140)
8.6 Geochemistry …… (142)
Chapter Nine Evolution of environment in Yili region since late Middle Pleistocene
…… (146)
9.1 The characteristics of climatic change from late Middle Pleistocene to Late Pleistocene …… (146)
9.2 Environmental evolution in the study area since the Last Glaciation …… (149)
Chapter Ten Comparison of climatic events recorded in the loess of study area with other regions since the Last Glaciation …… (155)
10.1 The characteristics of climate change in recent 300 years …… (155)
10.2 Regional comparison of geologic records …… (163)
10.3 Comparison of climatic events recorded in Yili loess with marine sediments and ice core …… (172)
10.4 The characteristics of climatic change in westerly region and global change …… (175)

第一章　绪论

据统计，黄土这一陆相碎屑沉积覆盖着约10%的陆地表面。而形成黄土的粉尘沉积则几乎遍布全球的每个角落，不论是在陆地还是海洋，是高山还是平原，乃至极地冰盖中，都有粉尘沉积存在。世界上的黄土主要分布在中国、中亚、中欧、乌克兰、阿根廷和北美的大平原地区[1]，而中国和中亚则是世界上黄土最大厚度的所在地。黄土分布的广泛性以及黄土的结构特点决定了它不仅是记录着丰富古环境变迁信息的地质体，同时黄土还与人类的生存与发展密切相关。

第一节　世界黄土与第四纪研究

一、黄土的定义

中文"黄土"一词早在两千多年前就已出现在我国的文献中，它是中国人民对黄色松散状堆积物的统称[2]。英文黄土"Loess"一词源于德语"Loss"，即松散之意，它最初被K. Leonhard用来描述沿莱茵河河谷分布的松散粉砂沉积。后来，莱伊尔将该术语广泛应用于具有类似特征沉积物的描述中。1845～1946年莱伊尔在访问北美期间观察到，沿密西西比河河谷分布有与莱茵河河谷类似的黄土沉积。关于黄土的定义不同研究者有不同的看法。早期的研究者们将黄土描述为一种"均匀的、黄色的、钙质的粉砂"或"无层理、均质的、淡黄色钙质粉砂"。但后来的工作表明，黄土并非都是钙质的，它可以是粘土质的、沙质的，其颜色也不总是黄色的，而是变化无穷，从深灰、黄、棕、白到红色都有。德国人F. V. 李希霍芬将中国的黄土与莱茵河的黄土进行对比后提出，黄土(Loess)是浅灰黄色、钙质的松散堆积物，疏松多孔，无层理，垂直解理发育，含有陆相软体动物化石且常呈陡壁状，并且它们都由风搬运堆积而成，不同于湖积的黄土状沉积物(Loess like deposits)[3]。B. A. 奥勃鲁切夫曾对什么是黄土及如何鉴别黄土类沉积物等问题做过多方面的讨论，他认为以风力搬运堆积，并且未经过扰动的、无层理、黄色粉砂质的、富含碳酸盐并具有大空隙的土状沉积物称之为黄土，或所谓的原生黄土，而由其他动力形成的或由风成黄土再堆积形成的其他成因的黄色的、具有层理并常常含有砂或砾石夹层的粉砂堆积为次生黄土[4]。Pecsi则认为，黄土并不仅仅是由风携带并沉积的粉尘，粉尘只有在特定的地理区域中经历一定的时间历程才能转变为黄土，换言之，粉尘沉积后只有经历了一定生态条件下的成壤作用才能称形成黄土。并不是沉积在各种地理环境中的所有粉尘都能转变为黄土[5]。据此，他定义典型黄土为：

(1) 均一、多孔、具轻微成壤作用的淡黄色沉积，主要由粗粉砂(10～50 μm)组成，含量占40%～70%，分选相对较好；

(2) 以石英颗粒占优势(40%～80%,平均 60%～70%),并含有少量长石、方解石和白云石;

(3) 单一的黄土层无层理,但黄土序列中夹有古土壤或砂层;

(4) 粘土与砂的含量 5%～25%,粘土矿物以伊利石、蒙托石为主,含少量高岭石、蛭石和绿泥石;

(5) 碳酸盐含量 1%～20%,在老黄土中碳酸盐含量高;

(6) 黄土弱胶结或部分胶结,孔隙比 45%～55%,透水性良好;

(7) 在干旱条件下,即使很陡的黄土陡坎也是稳定的,但遇水易垮塌;

(8) 易为地表径流侵蚀,易于形成地下塌陷;

(9) 含有代表寒冷气候的动植物化石;

(10) 物质的积累主要是空气重复搬运与分选的结果,但也不排除其他过程将细粒物质重新搬运直至它们为植被所截获。积累的粉尘在一定的地理环境下经适当的成土作用最终形成黄土。

与之相反,斯迈里[6]等人则将黄土定义简化为"一种由风携带呈披覆状堆积的碎屑沉积,主要由直径 20～50 μm 的石英组成"。K. 派伊从全球观点出发,认为黄土已从厚度、粒度组成、颜色、矿物和地球化学等诸多方面展示出了自身的重要自然变异,故黄土可简述为陆相风成粉砂沉积,主要由石英、长石、云母、粘土矿物和碳酸盐按不同的比例混合而成。重矿物、植物化石、盐类,有时甚至火山灰也是重要的组成部分。未风化的黄土是均质的、无或略具层理、多空隙。干燥时,黄土可形成陡崖,湿润时由于剪切力的减小则易于塌陷[7]。以刘东生为首的我国第四纪地质学家们通过对中国黄土的研究,并采纳了奥勃鲁切夫的学说要旨,认为"黄土是风力搬运堆积未经次生扰动的、无层理的黄色粉质、富含碳酸盐并具有大孔隙的土状沉积物,而其他成因的与黄土在某些方面具有类似特征的沉积称为次生黄土"[8]。

二、黄土的物质来源

大量的研究业已证明,世界各地的风成黄土具有较好的结构均一性。黄土的物质组成中以粉砂级石英颗粒含量占优势(含量一般 40%～80%),并富含碳酸盐(含量 1%～20%)。在表生环境中,石英是抗风化的稳定矿物,不易破碎。那么这些粉砂物质又是如何产生的呢?为此,多年来关于构成黄土主体的物质一粉砂的成因一直存在着争论,总括起来,可将众多的粉砂形成机制假说概括为如下几类:

1. 冰川研磨说

早在 1890 年,哈特凯斯特曾在他的文章中提及,组成黄土的粉尘有相当大一部分是由冰川研磨作用产生的,但冰川研磨机制的主要倡导者是 I. 斯迈里(Smalley)。早期他和他的合作者声称,冰川研磨作用是惟一能产生大量石英粉砂的机制。他们的证据是,黄土沉积出现在第四纪,并和更新世大陆冰川作用有空间上的联系,即世界上大面积黄土堆积大多位于经历过更新世冰川作用区域的边缘[9]。他将该类黄土定义为冰盖黄土或冰缘黄土,如北美、欧洲的大部分黄土都属此类。而前苏联学者奥勃鲁切夫则称这类成因的黄土

为“冷黄土”。冰川研磨说受到了后来一系列室内模拟实验结果的挑战。Haldorsen 进行了一系列干湿球研磨实验来模拟冰川的研磨作用，其结果表明，长石和云母被优先粉碎，而石英颗粒的大小几乎没有什么变化，即冰川磨蚀对石英颗粒影响很小[10]。近年来，J. S. Wright 的室内模拟实验也证明，虽然研磨和颗粒沿劈理的劈裂作用也能产生细粒物质，但其量很小。在他的实验中，大多数过程(run)粉砂的产量不足 1%，仅一例达 9%，因此得出结论，对于黄土物质形成机制的解释应持慎重的态度，冰川作用过程对黄土形成的重要性在于冰对碎屑物的搬运和被动的携带，而不是产生大量粉尘物质[11]。近年来，通过更广泛深入的研究工作，斯迈里也改变了他早期的看法，认为除冰川研磨作用外，还存在着其他黄土物质形成机制[12]。

2. **风化学说**

除上述黄土分布在空间上与冰川分布有一定的联系外，科学家们还发现，有一些重要的黄土分布区(如中亚、中国)，黄土主要分布在沙漠的外围，即黄土的分布与这些地区的戈壁、沙漠有密切的联系。有人认为形成粉尘的机制源自沙漠区的风化作用，该类风化作用包括温差导致的物理风化、风的磨蚀作用、盐类结晶的劈裂作用和生物、化学风化作用[13~15]，其中盐类对粉砂形成作用的贡献尤其令人注目。高迪与派伊等的实验表明，在模拟的热沙漠条件下，硫酸钠对沙丘石英砂的作用能产生中、粗粒级的粉砂。多次的毛管作用重复模拟实验也证明，所产生的碎屑中，粉砂占 25.3%～80%，平均为 47.97%。奥勃鲁切夫将分布在中亚及邻近地区沙漠边缘的黄土称作“暖黄土”而和冰川外围“冷黄土”形成鲜明对照。但 Smalley 和 Krinsley 于 1978 年提出异议[16]，认为沙漠边缘黄土物质的形成机制源于高山风化环境，而非沙漠本身，沙漠在物源补给充足的条件下成为黄土物质由产出区运移至沉积区的中转站。这就是为什么不是所有世界大沙漠边缘都有黄土分布带的原因。亚洲各沙漠边缘黄土物质源于相邻高山区，高山区的寒冻风化作用是这些地区黄土物质形成的主要机制。该类黄土是典型的山地黄土，和奥勃鲁切夫的沙漠黄土相当[17]。

除此之外，还有人倡导过黄土“就地风化”形成学说，认为只要有大量的微粒(0.001 mm 或<0.001 mm)存在，一定量的硅酸盐和相当多的碳酸盐，那么草原型干燥气候的风化作用结果就可以使沉积物具备“尘土”状的颗粒结构，也就是说，粉砂大小的颗粒可由粘粒经过风化作用而就地生成。

3. **构造说**

Smalley 认为，粉砂是结晶岩风化、破碎能量释放过程的产物[18]。大规模的能量转换导致了大量粉砂物质的产生和大面积黄土形成，而第四纪以来主要的能量事件除冰川作用外，还有构造作用。特别是在高亚洲(High Asia)地区，二者都是导致黄土中的主要组成物质—粉砂形成的重要机制。该地区不仅是世界上的多山区，也是地球上构造活动最活跃地区。但由于气候于旱，第四纪冰川作用十分有限，区域中大面积黄土的分布应归因于构造剥蚀过程。K. Pye 也是构造说的支持者。他指出，是因为构造活动导致了地形抬升，并形成褶皱与断裂，一方面岩石因边界条件的改变而易于风化，另一方面高海拔造成

的极端气候条件又加剧了寒冻、盐类等风化作用。与此同时，高峻的地形和陡峭的地形坡度产生了巨大势能使该地区下切速率大，坡面具不稳定性，故而为黄土的形成提供了丰富的碎屑物。Smalley 甚至认为，没有构造作用，就不可能形成“高亚洲”，也就不可能产生大面积分布于中亚和中国的黄土沉积。为和“冰缘黄土”、“漠缘黄土”术语保持一致，K. Pye 建议将 I. Smalley 所谓的“山地黄土”改为“山缘黄土”[3]。

我国学者们经过多年的考察与研究，对中国黄土的形成持有不同的看法。中国历史上上千次粉尘事件分析证明，其尘土多源于黄土分布区西北和北部的沙漠、戈壁[19~20]。在黄土分布区西北有 150 万 km^2 的沙漠、戈壁，广泛发育中、新生代碎屑沉积，这些地区可为我国黄土高原的黄土堆积提供充足的物质来源（刘东生等，1985）[2]。董光荣[21~22]等通过中国沙漠形成演化、发展历史研究，也为沙漠是黄土的物源提供了佐证，并提出了不同历史时期沙漠发展具不同模式的理论。白垩纪至第三纪晚期，在中国北方有红色沙漠带分布，它是副热带高压控制下干热气候的产物；而第四纪，上述地区沙漠演化为黄色，它们是青藏高原隆起、第四纪干冷气候变化的结果。在此模式下，第四纪以前，沙漠外缘不存在黄土而存在红土，而第四纪则黄土广泛分布。事实上，在黄土高原虽然未见老于 240 万年的黄土，但第四纪地层下，普遍发育一层红色地层，由发育程度很深的古土壤与薄层淡棕色土层构成，无层理，含结核，并含有三趾马化石。该套地层在西北内陆和青藏高原也有分布[23~25]，Andersson（1923）称之为“三趾马红土”；杨仲键、德日进称之为“风成沉积”；刘秀铭等[26]对红土磁组构分析后提出，其母质成因类似于黄土；郑洪波等通过段家坡剖面的研究也提出，广泛分布于黄土高原的这套红粘土地层可能为风尘堆积[27]；朱日祥等对红粘土磁学性质的研究证明，第三纪红粘土沉积与第四纪黄土－古土壤序列存在着风成相似性[28]；山西省榆社县王宁剖面的地层，沉积、古生物和古地磁测试结果表明，R 红土的磁学性质与原生黄土系列相近，推测二者成因相似，即它是在较干燥的环境条件下由风力堆积又经过多次风化成壤作用而成[29~32]。近年来对黄土高原红粘土的深入研究也从古地磁、粒度、沉积学和地球化学特征等方面为红粘土是风成沉积提供了新证据[33~35]。很明显，越来越多的研究都得出了类似的结论，第三纪黄土高原及其相邻地区发育有风成红土。这与董光荣等关于第三纪存在红色沙漠的理论不谋而合。张小曳通过对“近源”中国沙漠和“远源”高空西风粉尘的元素示踪分析，提出亚洲主要的粉尘源地为中国西北、北部沙漠。冯兆东等则主张，中国北部的蒙古高原可能才是黄土高原粉尘的源地[36~38]。

综上所述，虽然中国科学家对黄土（黄土高原）的物源区认识比较一致，然而对于粉尘到底如何产生尚存在争论。有一些人认为“中国西北沙漠、戈壁区属典型的大陆性气候，温度年较差、日较差大，物理风化强烈，大部分山坡和地面被物理风化形成的岩屑覆盖，物理风化形成的最细颗粒可达粉砂级，它们被搬运到盆地中堆积下来时，形成的各种沉积物中都含有大量粉砂级细粒物质。当盆地中的沉积被风蚀后，粉砂级以下颗粒可以被吹扬至空中形成粉尘，它们即黄土的原始物质[39]。另外一种观点则认为，是寒冷风化和盐风化作用的结合干沙漠中产生了显著数量的粉砂[7]。

三、黄土的形成条件

越来越多的研究结果表明，黄土并不是简单的大气粉尘堆积，黄土的形成受许多因素

的影响，“黄土化”作用类同于成壤作用，因此它跟土壤一样是气候、地形、生物、风化作用等诸多因素的函数。早在 1890 年，Hardcastle 就写道，黄土的形成需要：①物源；②搬运粉尘的风；③截取粉尘的植被；④足够长的堆积时间。K. Pye 认为，黄土的形成需要四个阶段：第一是粉尘颗粒的形成；第二是粉尘颗粒的搬运；第三是粉尘沉积；第四是粉尘沉积后的改造。这就意味着黄土的形成必须具备以下 4 个条件，物源、搬运动力、有利的堆积场所和适宜的成土环境。不同气候条件下、不同的下垫面上黄土形成所需要的条件也不一样。有人认为，如果粉尘降落在裸地或平坦地表面，它们可能会因再次悬浮而具有不稳定性，而如果粉尘降落在水体、湿地或植被覆盖的地面，粉尘就可能永久地被截留[40~41]。而 Tsoar and Pye 则认为，对黄土形成起重要作用的是植被覆盖，不论在山区还是在平原都是如此，世界上有些沙漠边缘不存在连续的黄土带，一方面是因为缺少丰富的粉尘源，另一方面则是因为沙漠边缘不存在半干旱草原植被带。中国和中亚沙漠边缘之所以有连续厚层的黄土分布正是同时具备了上述两方面的条件。Goossens 等提出，地形是重要的影响黄土形成的因素[42]。为了证明地形的影响，Goossens 曾进行了室内模拟实验，其结果证明，在山区，粉尘受地形的影响，主要沉积在迎风坡。近年来，Pye 得出的结论是，广泛、深厚的黄土的累积需要如下条件：①千百万年长时期内，具有源源不断的粉尘粒子被从源区悬浮搬运；②适宜的粉尘截获物的存在，而这种截获物通常是较好的植被和有利的地形障碍。我国科学家经过多年研究提出，中国的黄土特别是黄土高原地区的黄土，正是具备了适宜的物源、动力和堆积场所 3 个条件下形成的。首先是中国西北地区广大的戈壁沙漠可为下风地区黄土的形成提供丰富的粉尘；其二，由于青藏高原的隆起使西风带在对流层分为两支，其北支使沙漠、戈壁上空具有自西北向东南流动的高空风，而冰期西伯利亚一蒙古高压的增强也为黄土物质的搬运提供了充足的动力条件，加之沙漠区为于旱区，植被稀少，风蚀作用强烈；第三，我国北方自白垩纪末至第三纪初，长期处于准平原化过程中，并形成广泛分布的夷平面与风化壳，黄土高原主体鄂尔多斯地台受新构造运动影响而抬升，原准平原分化为面积不等、形状不同的坡度平缓的正地形（形成梁、塬、卯黄土地貌），它们正是黄土堆积的理想场所。加之这些地区为半干旱区，地表为草原植被覆盖，径流作用较弱，有利于粉尘的长期停留和“黄土化”过程的进行，因而粉尘在长达 240 万年的时间内便逐渐堆积并最终形成了令世瞩目的黄土高原[36]。

除上述物源、地形、植被和时间外，黄土化作用也是黄土形成的必要条件。当大气粉尘降落到干旱、半干旱地区的地表时，难免受到雨水、霜雪和生物活动等作用，同时这些作用是在弱碱性介质的氧化环境中进行的，其结果便是使粉尘堆积发生碳酸盐化。次生碳酸盐与粉尘中的粘粒结合构成许多微团聚体或微集合体。次生碳酸盐与粉尘颗粒之间产生的点、线和面连接，导致了黄土中孔隙的形成。同时次生碳酸盐与少量的铁、锰质氧化物一起包裹在粉尘颗粒表面，使之呈淡黄色。正是这种碳酸盐化作用使粉尘堆积变成了淡黄色、疏松多孔、质地均一并具粒状或斑状结构的黄土。

四、黄土与古气候记录

受区域自然条件的控制，世界不同区域，黄土形成时代、保存的信息所反映的古气候也不尽相同。

在世界黄土主要分布区之一欧洲，黄土的形成大约始于 2.0～1.7 Ma B.P.。A. A. Velichk 认为，俄罗斯平原是欧洲黄土分布最为广泛的地区之一，其黄土－古土壤序列可大致与深海氧同位素记录对比，共有九层古土壤，其中第九层对应于氧同位素阶段 19～21(V28～239)[43]。由于第四纪底界的划分差异，因此在过去 200 万年内，在俄罗斯平原至少有 11 层古土壤发育，甚至明显多于欧洲其他地区。A. A. Velichk 将古土壤形成期与间冰期、黄土形成期与冰期相对应。Fink 认为在奥地利和捷克，最近 170 万年至少存在 17 个黄土沉积期[44]。中亚地区，黄土的厚度和古土壤层的发育都不亚于中国，形成时代为 2.0～2.5 Ma 至全新世[45～46]，其分层也基本与中国黄土高原黄土－古土壤序列相同。所不同的是，虽然 Dodonov 和 A. A. Velich 等认为黄土形成于冰期，但前苏联有些科学家认为，黄土堆积期与间冰期对应，而古土壤的形成与冰期相对应[47～49]。

在美洲，特别是美国，黄土也有广泛分布，但多为末次冰期黄土，最老的黄土为中更新世黄土，分布在大平原地区的 Loveland 黄土形成始于约 50 万年前，黄土剖面中含有多层富含碳酸盐的古土壤层。冯兆东等认为，大平原早期古土壤(Loveland)可能形成于干热的气候条件下，且对应于间冰期[50～51]，而时代较晚的 Gilman Canyon 复合古土壤则形成于相对冷湿的条件下。由此可见，在北美，黄土－古土壤序列与古气候的关系不同于黄土高原。有人认为对于古土壤的形成，时间和湿度是主要的因素，而热量并不起决定性作用，因此古土壤并不都代表暖湿[52]。

中国黄土与古气候的研究程度要较世界其他地区为高。关于第四纪古气候的研究最早源于对陆地上经典的冰碛研究和冰期的划分及湖相沉积的研究，深海沉积氧同位素和极地冰芯的研究使全球变化研究迈入了新的时代。随着测试手段的改善，古气候的时间分辨率已由原来的几十万年、万年变为近年来的千年、百年乃至几十年。海相沉积和冰芯以其较好的连续性和完整性受到越来越多的第四纪工作者的青睐。相比之下，陆相冰碛则具有明显的不足之处，而广泛分布的黄土则是可与海洋沉积媲美的陆相沉积。它不仅在连续性方面类似于深海沉积，还在分辨率方面优于海洋沉积。我国黄土不仅分布广泛，且有关黄土沉积与古气候的研究经几代人的努力已取得了丰硕的成果。在黄土高原，科学家们利用黄土－古土壤序列，重建了黄土高原 240 万年来古环境，特别是黄土中古气候信息的有效提取，古气候代用指标的建立，已使黄土记录能与深海沉积以及冰芯记录进行全球范围的比较。如宝鸡剖面高分辨率粒度分析结果证明，2.5 Ma 来，黄土粒度变化周期始终与地球轨道参数的变化周期相对应，即地轴、岁差、偏心率的天文周期变化通过黄土的粒度变化得以映射。进一步的研究又揭示，第四纪不同时段，气候变化的主导周期并不雷同，2.5～1.6 Ma，偏心率的 0.1 Ma 周期很明显；1.6～0.8 Ma，地轴倾斜度41 000 a 周期最为明显；0.8 Ma 至现今，0.1 Ma，19 000 a 周期都有反映，而 41 000 则不明显[53～56]，从而使米兰科维奇天文驱动机制理论继在海洋沉积中找到了证据之后[57～58]，又在陆相沉积中得以验证。而用粒度参数作为季风强度变化指标，建立起的 250 万年时间标尺也是目前世界上较长的时间标尺之一。近 20 年来，对于黄土古气候代用指标的研究可谓硕果累累。继 Heller 和刘东生首先研究了中国黄土磁化率的古气候含义之后[59]，Kukla 和安芷生等对中国的典型黄土剖面做了深入的研究。研究表明，在黄土高原及边缘地区，黄土的磁化率低，而古土壤磁化率高[60]。黄土磁化率可作为夏季风变化的代用

指标。而不同研究者对于黄土、古土壤磁化率的变化有不同的解释。

在过去全球变化研究中，将最近 15 万年列为重点研究时段，中国黄土－古土壤序列被列为重点中的重点研究对象之一[72]。经过几年的努力，15 万年以来的古气候研究已取得重要进展。在年代学方面，近年来，国内外许多实验室都相继开展了对 15 万年以来中国黄土剖面的测年工作。刘嘉麒等[73]对渭南剖面进行了系统的^{14}C与 TL 测定，确定了马兰黄土和 S_1 的形成时代分别为 73 ka B. P. 和 134.5 ka B. P.。郭正堂等利用^{14}C、TL 年龄为控制点，并用 Kukla 的磁化率模型建立黄土高原 15 万年来的古气候变化时标[74]，在此基础上对复合风化指数曲线进行谱分析发现，15 万年来古气候变化具有较强的与岁差相对应的周期。聂众高等用 AMS ^{14}C 和 TL 测年相结合，对黄土剖面古气候记录与深海氧同位素记录的差异做出了合理的解释，指出其差异可能是地质界限的误差，进一步证实了中国黄土剖面与深海沉积和冰芯记录的可比性[75]。

在古气候代用指标方面也取得了丰硕的研究成果。李吉均、安芷生、郭正堂、文启忠、沈承德等分别从磁化率、磁通量、粒度、古土壤、地球化学、Be^{14}、稳定同位素等不同方面对北塬、宝鸡、渭南等黄土剖面开展了深入细致的研究工作，所建立的古气候代用指标曲线都与深海氧同位素曲线的变化大致吻合[76~89]。上述综合研究反映了 15 万年以来黄土高原区有多次万年级的气候波动，其中也存在着若干次千年和百年级的波动。特别是过去认为仅发生在北欧和北大西洋区的 Younger Dryas 事件，在青藏高原和黄土高原的黄土记录中都有体现。郭正堂对洛川、宜川及渭南黄土剖面古风化强度的研究还揭示出，在 L_1 和 L_2 中记录有一系列干冷事件，前 6 个事件的时代与北大西洋的 Heinrich 事件大致相当[74]，从而也证明北大西洋气候事件在东亚季风区也留有明显印记。在古生物方面，孙湘君[90]从黄土高原南缘 100 ka 来高分辨率花粉记录得出，近 100 ka 来，黄土高原南缘塬面上始终以草原为主，除了暂短的阶段有过不稳定的森林植被外，没有典型的森林。林本海通过白鹿塬段家坡黄土剖面 220 块样品有机碳稳定同位素的分析证明，黄土高原至少过去 60 万年以来在塬面上都以草本植被占优势，未出现大片森林[91]。吴乃琴等分析了洛川剖面 S_1 以上地层 118 块样品的蜗牛化石组合，划分出了 6 个蜗牛化石组合带，提出 110 ka 以来，洛川古气候长周期变化具有冷干、暖湿交替的总趋势，但在干冷时期，也会阶段性地出现短期的、季节性的湿润环境[92]。吕厚远等在对现代土壤中植物硅酸体组合与气候参数回归分析的基础上，研究了宝鸡剖面植物硅酸体组合，初步探讨了该区约 150 ka 年来季节性气候变化，认为在黄土高原地区“轨道尺度”上大的气候变化确实受全球冰量变化的控制[93]。

关于末次间冰期气候的稳定与不稳定是目前第四纪研究中争论的焦点，以欧共体为首的欧洲派在对格陵兰 GRIP 孔的冰芯做了同位素、电导率和孢粉分析后得出结论，末次间冰期（即 5e 阶段）气候有强烈波动[94~95]。北欧以年层为基础的冰川纹泥层中高分辨率孢粉记录和湖沼记录也显示 5e 期间气候是不稳定的[96~97]。但以美国人为首的一派根据在距 GRIP 28 km 处 GISP2 冰芯记录研究结果，指出虽然末次冰期时 GISP2 冰芯记录的大幅度、快速气候变化与 GRIP 冰芯记录有很好的可比性，可是末次间冰期气候记录两孔存在较大差异，即末次间冰期气候的不稳定性有待商榷[98~99]，该结论得到了来自北大西洋高分辨率深海钻孔样品同位素研究结果的支持[100~101]。管东红等通过临夏北塬剖面

碳酸钙记录的研究证明，该区在5e阶段曾发生过3次显著的湿暖期和两次明显严寒的大幅度气候波动，与格陵兰GRIP孔气候记录一致，即证明MIS—5e阶段气候不稳定性是存在的[102]。方小敏等以末次间冰期土壤发生为例也证明，在末次间冰期(5e)最盛期，无论冬季风还是夏季风均表现出千年尺度上的急剧波动，具体体现为该期间夏季风的3次突然爆发和2次明显的冬季风增强，分别对应于古土壤形成的三个温暖期和黄土形成的两个寒冷期，与GRIP所揭示的气候模式相吻合，并试图证明在北半球气候变化具有突发性和不稳定性这一现象是普遍存在的[103]。然而，陈发虎等对黄土高原西北边缘三个黄土剖面的研究，却未能提取到该区末次间冰期气候具不稳定性的信息[104]。因此，有关末次间冰期气候不稳定性之争不论是在中国，还是在国际上都将继续。

所幸的是世界上对于末次冰期气候不稳定性的认识比较一致。有关极地冰盖的研究表明，在末次间冰期冰盖迅速退缩之后，紧接着气候缓慢而均匀的变冷过程，在变冷过程中有若干次轻微的变暖，称为间冰段，而其余较寒冷的时期即为冰段。由于北美和西欧无论从冰盖的面积还是冰体的体积都是世界上最大的，因此过去通常把末次冰期称之为威斯康星—威克塞尔冰期。末次冰期又可分为3个亚期，即早、中、晚威斯康星—威克塞尔亚期。在早、中威斯康星—威克塞尔亚期之后，出现了冰盛期—晚威斯康星—威克塞尔亚期。到目前为止，对末次盛冰期及其以来的环境的了解程度高于早期和中期。近年来极地冰芯和深海沉积记录的研究已将对末次冰期的研究推上了一个新台阶。如前所述，GRIP和GISP2冰芯关于末次冰期的记录都揭示了该时段气候的高度不稳定性[105~106]。在中国关于末次冰期以来古气候变化的研究也取得了许多成果，特别是近年来，黄土高原黄土和青藏高原冰芯、湖泊沉积等研究结果都揭示，极地和北大西洋地区末次冰期的气候不稳定性，在中国不同地区、不同类型的地质体中都有记录[107~118]。然而，与世界各地区的研究类同，对于末次冰期各个亚期气候特点、区域差异及其发生机制的了解仍比较笼统，尤其是在黄土高原以外的地区。

第二节　新疆黄土与第四纪研究现状

新疆的地理位置决定了它的第四纪研究历史与现状的特殊性。对于新疆地区古代的自然和人文状况的记载远不及中原详尽。19世纪后半期及20世纪前半期中外探险家对包括新疆在内的西北地区的考察有力地推动了该地区地理学的研究，也揭开了区域第四纪研究新的一页。

一、古气候研究

新疆地处内陆，幅员辽阔，第四纪以来环境变化与水热组合形式长期以来一直是国内外第四纪工作者争论的焦点之一，特别是新疆干旱气候的成因和干旱气候始于何时至今尚无定论。美国学者亨丁顿对塔里木盆地进行考察后，提出废弃干荒漠中的古代遗址是由于历史上的气候变迁造成的，在中亚总的气候变化趋势中，存在着气候冷、凉湿与干热的周期波动。陈宗器则提出，“干旱区湖泊的变迁是受风力侵蚀和沉积两种作用支配的，史前湖泊的变化是气候变迁的产物，湖面最大时期与冰期相对应”，即冰期为冷湿。80年

代以来，随着科技的进步，测试手段的更新，对新疆气候变化研究的深入也使各种争论更加激烈。关于第四纪环境变化中的水热组合形式主要有三种观点。

一种为“冷湿一暖干”组合。如李江风通过对古丝绸之路兴衰的研究证明，新冰期和小冰期恰好为古丝绸之路发达时期(汉代 2～3 ka B. P.，清代)，而沙漠中人类居住地的存亡主要取决于水，故反推冷对应干湿，而暖对应于干[119]。李吉均从湖泊变化和沉积模式入手，认为新疆地区晚更新世以来的环境变化服从西风带的一般规律，冰期与雨期同步，即冰川前进与气候冷湿、湖面上升的时期相当。冰期为冷湿期，间冰期为暖干期[120]。韩淑媞对巴里坤湖湖相沉积的研究也证明冷与湿，暖与干是同期的[121～122]。有关近代气候和湖泊变化的研究结果也在一定程度上支持冷湿一暖干说[123～131]。

第二种观点为“暖湿一冷干”说。如文启忠等通过对新疆黄土的研究认为北疆晚更新世以来的气候波动与东部季风区类同，水热组合主要为冷与干、暖与湿相对应[132]；耿宽宏等[133～136]也从沙漠变化、沉积特征、气象记录等不同方面为上述论点提供了佐证。近年来北京地质所对巴里坤湖进行了更加深入的年代学和沉积学研究，得出了类似的结论[137～138]。

第三种观点则为“冷干一暖干”说。董光荣等通过塔克拉玛干沙漠及其周边地区沙漠、黄土沉积的研究提出，在塔里木盆地第四纪以来，气候变化中水热的组合形式为“冷干与热干”[139～148]。

有关新疆现代干旱气候的成因和变化趋势之争论由来已久。早在几十年前以 B. M. 西尼村为代表的一些学者就提出，包括新疆在内的亚洲中部地区历史时期有变干的趋势。平原风蚀作用加强、沙漠面积日益扩大、水量减少、湖泊缩小和变干、河道缩短和荒废、荒漠植被枯萎和死亡、人类和动物生存条件日益恶化、许多聚落城镇废弃在沙漠里、居民向山麓带迁移等都证明中亚的荒漠化在日益加深，究其原因乃中亚地处欧亚大陆腹地，周边山地的隆起特别是青藏高原的隆升导致气候干旱，并有日益变干之趋势。他还提出，塔里木盆地中部在第四纪时曾有一个巨大的淡水湖泊，直到第四纪晚期气候变干，湖泊才逐渐干涸消失，沙漠大规模发展。而 A. 彭克和 B. C. 贝尔格等另外一些学者则反对第四纪中亚变干这种说法。他们认为，中亚变干主要是新生代海退导致大陆性增强所致，干旱气候由来已久。根据有史以来的资料，世界上很多地区并未表现过重大的气候变化。З. М. 穆尔扎也夫等也曾提及，第四纪时期邻近新疆地区有两个多水期，即气候存在着干湿波动。Н. Т. 库兹涅佐夫认为，准噶尔盆地的湖泊，50 年代正处于多水期，这种多水期的周期变化正是气候周期变化的反映，而不是亚洲中部气候由湿润趋向干旱的标志，干旱是一个长期以来的过程。我国著名学者周廷儒也与贝尔格持相近的看法，认为新疆自上侏罗纪至老第三纪，气候在大部分地区是干旱的，第四纪以来气候也是一贯干旱，而反对日益变干之论点。虽然 20 世纪 80 年代以来，新疆第四纪古气候研究已取得了许多进展，如晚更新世晚期以来内陆西风型环境演变模式的确立、山地末次冰盛期以来冰川进退序列的建立、晚冰期气候突变事件的发现以及第四纪下限的确立等[149～156]，但继早期西尼村与贝尔格关于干旱气候的成因之争，长期以来未能取得一致意见。大多数学者赞同西尼村的观点，并在其基础上有了很大发展，认为青藏高原及其周边山地的隆起，不仅增加了新疆内陆的封闭性，而且其本身的动力与热力作用对大气环流的影响以及高原四周产生的下沉气流

的作用是导致新疆干旱气候的主要原因，同时也是中国自然环境演化的根本因素，并且还在全球变化中起重要作用[157~159]。另外一些学者则赞同贝尔格的观点，认为深居内陆，远离海洋，含较多水汽的暖湿海洋气候难以到达本区是气候干旱的主要原因，与青藏高原的隆起无关。我国西北地区乃至整个欧亚内陆腹地，现阶段干旱气候是深居内陆并受变性西风影响的结果[160~161]。

对干新疆干旱气候的形成时代和发展趋势主要有以下几种看法。一种是末次冰期以来，气候有变干趋势，因而导致沙漠的发展和黄土的堆积，并以新疆黄土年代较新为佐证[162~167]。最近关于黄土高原南北向断面的研究成果也提出了：从大约 3.0 Ma 年以来，中国北方的沙漠呈阶段性从西向东扩张，意味着晚第三纪以来西部干旱区干旱程度呈总体上加剧的趋势[168]。另一种观点认为新疆气候自第三纪末至今持续干旱，第四纪冰期与间冰期的气候波动并未从根本上改变干旱之势[130,145,169]。第三种观点认为，第四纪以来，新疆气候在全球变化的背景下存在着明显的干湿波动，具体表现为山地冰川的进退与平原地区湖面的消长[120]。持第四种观点者提出，塔里木盆地虽然早在白垩纪晚期就已出现明显的干旱环境，但具有现代干旱特征的环境始于第三纪末，形成于第四纪初。盆地内部沙漠环境形成于中更新世或其晚期，沙漠在晚更新世晚期和全新世中晚期大规模向西、西南和东部地区发展[170~171]。除此之外，还有人认为：我国西北干燥地带的演化，是受全新世以来气候变化过程与近代人类活动所引起的反照率、反馈机制的相互影响的结果[172]。中国科学院组织的新疆综合考察成果中则提出：新疆历史时期的气候是从第四纪继承下来的，除有短期周期性的小变化外，并无特殊变干之迹象。新疆平原第四纪以来的气候是持续干旱的。

二、黄土研究

新疆第四纪问题突出，但资源也很丰富，既有冰碛、湖相沉积，也有广泛分布的黄土。然而对干新疆黄土的研究不论广度还是深度都不及黄土高原地区。早在 60 年代初，周廷儒就对新疆的黄土作过调查，提出新疆黄土的形成和冰川物质的来源以及干草原的环境有关。在高山和亚高山带，降落的尘埃每被霜冻作用搅乱在土壤中；而在森林带，下降尘埃为降水冲刷到林下并与生物作用相结合，形成土壤，因此只有霜冻作用不甚显著、气候又较为干燥的低山草原环境最适合黄土的生成[173]。除此之外，60 年代以前，B. A. 奥勃鲁切夫、王永焱、杨怀仁、刘东生等老一辈科学家就曾对新疆的黄土作过一些工作。70 年代末至今，新疆黄土的研究已取得了可喜的成果，不同作者从不同方面入手，对新疆黄土进行了形成时代、成因、分类和古气候记录等多方面的研究。就黄土的形成时代而言，从目前的研究成果来看，新疆黄土多为晚更新世以来形成的马兰黄土和全新世黄土，中更新世、早更新世黄土分布很有限。黄土的形成与冰期对应，而间冰期则形成古土壤。新疆黄土地层大体可与黄土高原进行对比[177~190]。

多年来的研究业已证明，粉尘沉积的广泛性几乎是其他沉积难以相比的。因为粉尘沉积不仅在陆地上以黄土形式出现，而且在海洋沉积和极地冰芯中也都可寻到其踪迹。在中国，黄土除集中分布于黄土高原外，在青藏高原、新疆内陆盆地中也都有分布。作为陆相沉积中一种较佳的记录环境信息的载体，黄土与海洋沉积沉积、冰芯记录一样，具有

163379

连续性好、成因简单、分辨率高、记录完整等优点。因此是理想的用来作为第四纪环境演变研究对象的陆相地质体。以黄土粒度、磁化率、$CaCO_3$ 等为气候代用指标建立起的古气候变化序列，已得到世界第四纪同行们的认可，并被用来和海洋沉积、冰芯记录作详细对比。然而与青藏高原和黄土高原令人瞩目的研究进展相比，地处非季风区而却占有国土面积 1/6 的新疆内陆干旱区黄土与古气候的研究受多种因素的影响仍处于较低的层次上。虽然如前节所述，自本世纪初至今，通过科学工作者们的努力，新疆黄土及第四纪研究已取得了较为丰硕的成果，但由于新疆不仅地处边疆，而且地域辽阔、受人力、物力所限，各种研究的广度及深度都显不足。在黄土中古气候记录的提取方面除少量的古生物、矿物学、粒度分析和地球化学资料外，尚缺少系统的古气候代用指标方面的研究资料，特别是晚更新世以来黄土中高分辨率古气候记录的研究仍为空白。对于风成黄土沉积特征的研究，也仅仅停留在很低的水平上。关于黄土的成因至今还存在着争论。上述研究现状导致该区的研究很难与国际接轨，也使中国的黄土学说失却了完整性。事实上，新疆地处黄土、青藏高原之西北，主要受西风环流的控制，特别是北疆地区。如果黄土高原与高纬北大西洋地区末次冰期气候变化通过西风带与蒙古高压发生遥相关，那么，在新疆黄土中也必然留有北半球高纬地区气候变化的印记。不仅如此，新疆与中亚现代环境相近，两地古气候记录研究应可进行详尽的对比。不言而喻，新疆在过去全球变化研究中占有重要的地位。而另一方面，作为世界“第三极”的青藏高原的隆起对周边地区自然环境的影响长期以来也是国内外科学家研究之热点，地处青藏高原西北的新疆第四纪以来的环境变化深受青藏高原隆升的影响，该区第四纪环境变化的深入研究无疑将有助于对青藏高原隆升影响的更深入理解。

参考文献

1 Tsoar, H. and Pye, K. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology, 1987, 34:139～153.

2 刘东生等. 黄土与环境. 北京:科学出版社,1985.

3 Richthofen, F. V. On the mode of origin of the loess. Geological Magzine, 1882, 9(2): 293～305.

4 Obruchev, V. A. Loess types and their origin. American Journal of Science, 1945, 243:256～262.

5 Pecsi, M. Loess is not just accumulation of airborn dust. Quaternary International, 1990, 7/8:1～21.

6 Smalley, I. and Vita-Finzi, C. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of desert loess. Journal of Sedimentary Petrology, 1968, 38:766～774.

7 Pye, K. The nature, origin and accumulation of loess. Quaternary Science Reviews, 1995, 14: 653～667.

8 刘东生等. 中国的黄土堆积. 北京:科学出版社,1965.

9 Smalley, I. The origin and distribution of the loess in the Danube basin and associated regions of east central Europe-a review. Sedimentary Geology, 1978, 21:1～26.

10 台益和等译,肯.派伊著. 粉尘及粉尘沉积物. 北京:海洋出版社,1987.

11 Janet, S. W. Glacial comminution of quarts sand grains and the production of loess silt: A simulation study. Quaternary Science Review, 1995,14: 669～680.

12 Smalley, I. Possible formation mechanisms for the modal coarse-silt quarts particles in loess deposits. Quaternary International, 1990, 7/8:23～27.

13 Whalley, W. B. *et al*. Origin of desert loess from some experimental observations. Nature, 1982, 300:433～435.

14 Goudie, A. S. *et al*. The formation of silt from quarts dune sand by salt processes in desert. Journal of Arid Environment, 1979, 2:105～112.

15 Pye, K. Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. Sedimentary Geology, 1983, 34:267～282.

16 Smalley, I. and Krinslay, D. H. Loess deposits associated with deserts. Catena, 1978, 5:53～66.

17 Smalley, I. and Derbishire, E. The definition of ice-sheet and mountain loess. Area, 1990, 22:300～301.

18 Smalley, I. The formation of silt -sized primary mineral particles for loess deposits. Quaternary Science Review, 1995, 14: 645～651.

19 张德二. 历史时期雨土现象剖析. 科学通报, 1982, 27:294～297.

20 卢演俦等. 中国黄土物质来源的初步探讨—石英、粉砂颗粒表面结构的电子显微镜研究. 地球化学, 1976,(1): 47～53.

21 董光荣等. 中国风沙地貌特征与演化. 见:杨景春等主编. 中国风沙地貌特征与演化. 北京:海洋出版社,1993.

22 董光荣等. 中国沙漠形成演化与青藏高原隆起的关系. 见:中国青藏高原研究会论文集. 1995,13～29.

23 陈志明等. 中国地貌纲要. 北京:中国地图出版社, 1993.

24 徐仁. 大陆漂移与喜玛拉雅山上升的古植物学证据. 见:青藏高原隆起时代、幅度和形式问题. 北京:科学出版社,1981,8～18.

25 Liu, X. M. *et al*. The Chinese loess in Xifeng, I, the primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu Province. Geophysical Journal, 1988, 92: 345～348.

26 郑洪波等. 段家坡黄土剖面磁学性质研究. 见:黄土、第四纪地质、全球变化(第三集). 北京:科学出版社,1992, 44～50.

27 朱日祥等. 红粘土的磁学性质. 第四纪研究,1996,(3):232～237.

28 曹家欣等. 晋东南"红土"的成因与时代. 北京大学学报(自然科学版), 1984, (5),88～96.

29 石宁等. 晋东南工宁 R 红土剖面的磁性研究及其形成时代与环境. 第四纪研究, 1994, (2): 183～189.

30 罗运利. 离石丰义黄土剖面 2.56 Ma BP 前后地层岩性特征. 见:中国第四纪地质与环境. 北京:海洋出版社, 1997:92～98.

31 陈明扬等. 南极冰盖与中国的风尘堆积. 第四纪研究,1990, (3):261～271.

32 刘秀铭等. 中国黄土磁化率各向异性与成因及其对第四纪研究的意义. 中国科学(B), 1989, 19(4):441～448.

33 赵景波. 西安和山西保德第三纪晚期红土的研究. 沉积学报, 1989, (7):113～120.

34 丁仲礼. 黄土高原红粘土成因及上新世北方干旱化问题. 第四纪研究,1997,(2):147～157.

35 孙东怀等. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与古气候变化. 中国科学(D),1997,27(3):265～270.

36 张小曳等. 中国北部及西北部三次尘暴的研究—矿物气溶胶、微量元素源区特征及在大气搬运过程中的变化. 科学通报,1991, 36(19):1487～1490.

37 张小曳等. 中国内陆大气颗粒物的搬运沉积及所反映的气候变化. 中国科学(B), 1994, 24(11):1206～1215.

38 张小曳等. 亚洲粉尘的源区、传输与沉积. 见:中国第四纪地质与环境. 北京:海洋出版社,1997:207～214.

39 袁宝印等. 中国黄土地貌的形成机制与演化过程. 见:杨景春等主编. 中国地貌特征与演化. 北京:海洋出版社, 1995:132～148.

40 Cegla, J. Influence of capillary ground moisture on acolian accumulation of loess. Bull. Acad. Pol. Sci. Geog. Ser. ,1969,17:25～27

41 Foda, M. A. Dry fall of fine dust on sea. J. Geophys. Res. ,1983,88:6021～6026

42 Goossens, D. Scale model simulations of the deposition of loess in hilly terrain. Earth Surface Processes and Landforms, 1988, 13:533～544.

43 Velichko, A. A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain. Quaternary International, 1990, 7/8:103～114.

44 Fink, I. *et al*. Pleistocene climate in central Europe: At least 17 interglacials after the Olducvai event. Quaternary Research, 1977, (7): 363～371.

45 Dodonov, A. E. and Baiguzina, L. L. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental

aspects, Quaternary Science Review, 1995,14:707～720.
46 Dodonov,A. E. Loess of Central Asia. Geojournal, 1991, 24:185～194.
47 Shackleton, N. J. *et al*. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: Relationship with global ice volume cycle, Quaternary Proceeding, 1995, 4:1～6.
48 Pakhomov,M. M. New data or palaeogeography of loess-palaeosol series in Middle Asia. Doclady Acad, Nauk SSSR, 1983, 27:967～1072.
49 Deviatkin,E. V. *et al*. Lower Cenozoic of Mongulia: stratigraphy and paleogeography. Nauka, Moscow, 1989: 213.
50 Deviatkin, E. V. Meridional distribution of Pleistocene ecosystems in Asia: Basic problems, Stratigraphy and Geological Correlation, 1993,(1):439～444.
51 冯兆东等. 美国中西部第四纪冰川与黄土研究的进展和问题,第四纪研究,1994,(4):362～367.
52 Feng Z. D. *et al*. Climatic singles from loess-soil sequences in the central Great Plains, USA. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1994, 110(2):345～358.
53 John, B. Comparison of soils in Northwest United States and west Europe with the interglacial record. Quaternary Research, 1985, 23:62～75.
54 丁仲礼等. 中国黄土研究进展(三) 时间标尺. 第四纪研究,1991,(4):336～348.
55 丁仲礼等. 第四纪时期东亚季风变化的动力机制. 第四纪研究,1995,(1),64～74.
56 丁仲礼等. 250万年前后中国北方气候转型事件的初步确定. 科学通报,1990,35(1),1090～1092.
57 余志伟等. 250万年以来地球轨道参数变化对黄土粒度变化的线性驱动. 第四纪研究,1992,(2):118～127.
58 Imbri, J. *et al*. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A. *et al*. (eds.): Milankovitch and Climate, Part I. D. Reidel Publishing House, 1984:269～305.
59 Hays, D. J. *et al*. Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. Science, 1976, 194:1121～1132.
60 Heller, F. and Liu T. S. Magnetism of Chinese loess deposits. Geoph. J. R. Astr. Soc., 1984, 77:125～141.
61 安芷生等. 最近13万年来黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报,1991,35(7):529～532.
62 安芷生等. 洛川黄土地层学. 第四纪研究,1989,(2):155～168.
63 Kukla, G., Heller, F. *et al*. Pleistocene climatic in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 1988, 16: 811～814.
64 Maker, B. A. and Taylor,R. H. Formation of altrafine-grained magnetite in soils. Nature, 1988,336: 368～370.
65 Maker, B. A. and Thompson, R. Mineral magnetic record of Chinese loess and paleosol. Geology, 1991, 19:3～6.
66 Maker, B. A. and Thompson, R. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. Quaternary Res., 1992, 37:155～170.
67 刘秀铭. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义. 第四纪研究,1993,(3):281～287.
68 Liu X. M. *et al*. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. Geophsical Journal International, 1992, 108:301～308.
69 刘秀铭等. 中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义. 中国科学,1991,(6):639～644.
70 韩家懋等. 马兰黄土与离石黄土的磁学性质. 第四纪研究,1994,(4),310～325.
71 沈承德等. 洛川黄土 μm-nm 级物质粒度分布特征及^{10}Be、磁化率记录. 见:中国第四纪地质与环境. 北京,海洋出版社,1997,158～168.
72 贾蓉芬等. 陕西段家坡黄土剖面中超磁细菌特征与环境意义. 中国科学(D),1996,26(5):411～417.
73 刘嘉麒等. 渭南黄土剖面的年龄测定及十五万年来高分辨率时间序列的建立. 第四纪研究,1994,(3):193～202.
74 郭正堂等. 最后两个冰期黄土记录中的 Heinrich 型气候节拍. 第四纪研究,1996,(1):21～28.
75 聂众高等. 渭南剖面十五万年来的主要地层界限和气候事件. 第四纪研究,1996,(3),221～230.

76 李吉均等. 末次冰期旋一兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比. 中国科学(B),1990,(10):1086～1094.
77 安芷生等. 最近 130ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录. 科学通报,1994,39(24):2254～2256.
78 An Z. S. *et al*. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130000 years. Quaternary Res. 1991, 36:29～36.
79 Porter, S. C. and An, Z. S. Correlation between climatic events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 1995, 375:305～308.
80 郭正堂等. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. 第四纪研究,1994,(3):256～269.
81 郭正堂等. 全新世与上次间冰期气候差异的古土壤记录. 第四纪研究,1993,(1):41～53.
82 文启忠等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录. 第四纪研究,1995,(3):223～231.
83 陈骏等. 最近的 130 ka 黄土高原夏季风变迁的 Rb 和 Sr 地球化学证据. 科学通报,1996,41(21):1963～1966.
84 刁桂仪,文启忠. 渭南黄土剖面碳酸盐和铁变化的古气候记录. 地球化学(增刊),1995:75～82.
85 沈承德等. 晚更新世黄土堆积物中的^{10}Be 记录. 第四纪研究,1989,(2),169～176.
86 沈承德等. ^{10}Be-磁化率模型及黄土中成壤磁性物质通量的估算. 第四纪研究,1994,(1):75～86.
87 韩家懋等. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. 中国科学(D),1996,26(5):399～404.
88 孙东怀等. 最近 150ka 黄土高原夏季风气候格局的演化. 中国科学(D),1996,26(5):418～423.
89 孙东怀等. 末次间冰期黄土高原夏季风气候的初步研究. 科学通报,1995,40(10):45～48.
90 孙湘君等. 黄土高原南缘十五万年以来的植被——陕西渭南黄土剖面的花粉记录. 科学通报,1995,40(13):1122～1124.
91 林本海等. 最近 60 万年中国黄土高原季风变迁的稳定同位素证据. 见:黄土、第四纪地质、全球变化(第三集),1991:51～54.
92 吴乃琴等. 110 ka 来洛川黄土地层中蜗牛化石记录与环境因子分析. 中国科学,1996,26(5):407～410.
93 吕远厚等. 150 ka 来宝鸡黄土植物硅酸体组合季节性气候变化. 中国科学, 1996,26(2),131～136.
94 Dansgard W. *et al*. Evidence for general instability of past climate from a 250 ka ice-core record. Nature, 1993, 364:218～220.
95 GRIP members. Climate instability during the last interglacial period in the GRIP ice core. Nature, 1993, 364: 203～207.
96 Michael H. F. *et al*. Eemian climate fluctuations observed in a Europcan pollen record. Nature, 1994, 371:779～783.
97 Nicolas, T. *et al*. Climate variations in Europe over the past 140 ka deduced from rock magnetism. Nature, 1994, 371:503～506.
98 Taylor K. C. *et al*. Electrical conductivity measurements from the GRIP greenland ice cores. Nature, 1993, 366: 549～552.
99 Grootes P. M. *et al*. Comparision of oxygen isotope records from the GISPZ and GISP Greenland ice cores. Nature, 1993, 366:552～554.
100 Keigwin L. D. *et al*. The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 ka ago. Nature, 1994, 371:323～325.
101 Memanus J. F. *et al*. High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. Nature, 1994, 371:326～329.
102 管东红等. 北塬剖面碳酸钙记录的末次间冰期气候不稳定性. 冰川冻土,1996,18(2):119～124.
103 方小敏等. 亚洲季风演化的突发性与不稳定性一以末次间冰期土壤发生为例. 中国科学(D),1996,26(2):154～160.
104 Chen, F. H. *et al*. East Asia monsoon variations during Oxygene Isotope Stage 5: evidence from the northwest margin of the Chinese Loess Plateau. Quaternary Science Review, 1999, 18: 1127～1135.
105 Dansgaard W. *et al*. Evidence for general instability of past climate from a 250 ka ice-core record. Nature, 1993, 364: 218～220.

106 Bond G. *et al*. Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365: 143～147.
107 安芷生，Porter S. C. 等. 最近 130ka 洛川黄土堆积系列与格陵兰冰芯记录. 科学通报，1993，39(24)：2254～2256.
108 丁仲礼等. 晚更新世季风—沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题. 中国科学(D)，1996，26(5)：386～391.
109 陈发虎等. 陇西黄土高原马兰黄土划分与末次冰期气候快速变化研究. 冰川冻土，1996，18(2)：111～118.
110 郭正堂等. 最后两个冰期黄土记录中的 Heinrich 型气候节拍. 第四纪研究，1996，(1)：21～28.
111 Huayu L. *et al*. East winter monsoon oscillation and its correlation with the North Atlantic Heinrich events during the last glaciation. Progress in Natural Science, 1996, 6(6): 711～717.
112 Chen, F. H. *et al*. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 ykr. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1997, 130: 325～335.
113 吴敬禄等. 青藏高原东部 RM 孔 140 ka 以来湖泊碳酸盐同位素记录的古气候特征. 中国科学(D)，1997，27(3)：155～164.
114 姚檀栋等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学(D)，1997，27(5)：447～453.
115 Luejiang, W. and Tadamichi, O. Tele-connections between East Asia monsoon and the high-latitude climate: A comparison between the GISP2 ice core record and the high-resolution marine records from the Japan and the South China Seas. The Quaternary Research, 1998, 37(3): 211～218.
116 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变—古里雅冰芯与 GRIP 冰芯对比研究. 中国科学(D)，1999，29(2)：175～184.
117 方晓敏等. 兰州约 60 ka 以来夏季风千年尺度不稳定性研究. 科学通报，1999，44(4)：436～439.
118 Fang, X. M. *et al*. Asian summer monsoon instability during the last 60000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 168: 219～232.
119 李江风. 楼兰王国的消亡和丝路变迁与气候关系. 见：干旱区新疆第四纪研究论文集. 乌鲁木齐：新疆人民出版社，1985：81～94.
120 李吉均等. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式. 第四纪研究，1990，(4)：197～204.
121 韩淑媞等. 新疆巴里坤湖 35000 年来古气候变化序列. 1990，地理学报，45(3)：350～361.
122 韩淑媞等. 晚更新世晚期北疆内陆型气候环境变迁. 地理研究，1993，12(2)：47～54.
123 秦伯强，施雅风. 全新世一万年来亚洲内陆湖泊的变化. 见：中国气候与海平面变化研究进展(一)，施雅风等著. 海洋出版社，1992：28～29.
124 秦伯强. 中亚近期气候变化的湖泊响应. 湖泊科学，1992，5(2)：118～127.
125 施雅风. 山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部暖干化趋势与未来展望. 地理学报，1990，45(1)：1～14.
126 闫顺. 新疆第四纪孢粉组合特征及植被演替. 干旱区地理，1991，14(2)：1～9.
127 吴万里. 中国北方全新世古土壤记录与环境变化. 中国科学(D)，1996，26(2)：34～35.
128 潘安定. 新疆干旱区晚更新世以来的湿温对应关系的探讨. 干旱区地理，1993，16(2)：10～16.
129 潘安定. 北疆晚更新世以来植被与气候演化的初步研究. 干旱区地理，1993，16(3)：30～37.
130 关有志等. 塔克拉玛干沙漠北部全新世地层中的元素分布与古气候. 干旱区地理，1994，17(3)：19～26.
131 靳鹤龄等. 塔克拉玛干沙漠腹地晚冰期以来环境与古气候变化. 中国沙漠，1994，14(3)：31～37.
132 文启忠等. 北疆地区晚更新世以来的气候环境变迁. 科学通报，1988，33(10)：771～774.
133 耿宏宽. 中国沙区气候. 北京：科学出版社，1986.
134 方修琦. 天山托木尔峰地区 7500 年来的气候变化. 干旱区地理，1989，12(1)：6～10.
135 黄春长. 我国西北高原盆地全新世沉积与环境变迁. 干旱区地理，1990，13(2)：1～8.
136 任美锷. 塔克拉玛干地区干湿波动与全球湿度变化关系探讨. 中国沙漠，1994，14(2)：1～8.
137 袁宝印等. 新疆巴里坤湖十五万年来古水文演化序列. 第四纪研究，1998，(4)：319～327.

138 顾兆炎等. 末次间冰期以来新疆巴里坤湖蒸发盐的沉积环境记录. 第四纪研究,1998,(4):328～334.
139 董光荣等. 晚更新世以来我国北方沙漠地区的气候变化. 第四纪研究,1990,(3):213～222.
140 董光荣等. 试论全球气候变化与沙漠化的关系. 第四纪研究,1990,(1):91～98.
141 董光荣等. 晚更新世初以来我国陆地生态系统的沙漠化过程及其成因. 见:黄土、第四纪地质、全球变化,第二集. 北京:科学出版社,1990:91～101.
142 董光荣等. 中国沙漠形成演化的初步研究. 中国沙漠,1991,11(4):23～32.
143 李保生等. 塔克拉玛干沙漠南缘沙山普鲁地层剖面的初步研究. 科学通报,1988,33(2):140～143.
144 李保生等. 塔克拉玛干沙漠东部风沙地貌中的几个问题. 科学通报,1990,35(23):1815～1818.
145 李保生等. 末次冰期以来塔里木盆地沙漠、黄土的沉积环境与演化. 中国科学(B),1993,23(6):644～651.
146 李保生等. 塔克拉玛干沙漠及其以南风成相带划分和认识. 地质学报,1995,69(1):78～87.
147 王树基等. 塔里木内陆盆地晚新生代干旱环境的形成与演变. 第四纪研究,1990,(4):372～380.
148 陈惠忠等. 塔里木盆地南缘阿羌剖面所反映的气候变化. 见:塔干沙漠国际科学大会论文摘要汇编. 1993,130～131.
149 钟巍等. 全新世新疆自然环境演变初论. 干旱区资源与环境. 1994,8(4):9～15.
150 韩淑媛等. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征. 中国科学(B),1992,22(11):1021～1029.
151 韩淑媛等. 北疆巴里坤湖全新世环境变迁序列. 地质科学(增刊),1992:247～259.
152 姚檀栋等. 新疆冰芯中的小冰期气候记录. 中国科学(B),1990,20(11):1196～1201.
153 姚檀栋等. 乌鲁木齐河气候、冰川、径流变化及未来趋势. 中国科学(B),1988,18(6):657～666.
154 陈吉阳. 天山乌鲁木齐河源全新世冰川变化的地衣年代学等若干问题之初步研究. 中国科学(B),1988,18(1):95～104.
155 王宗太. 乌鲁木齐河大西沟小冰期气候环境及地表径流. 见:中国西部第四纪冰川与环境. 北京:科学出版社,57～66.
156 陈华慧等. 新疆天山地区早更新世沉积及其下限. 第四纪研究,1993,(1):38～46.
157 徐国昌等. 青藏高原对西北干旱气候形成的作用. 高原气象,1983,2(2):9～15.
158 杨怀仁等. 第四纪中国自然环境变迁的原因机制. 第四纪研究,1989,(2):97～112.
159 钱永甫等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京:科学出版社,1988.
160 张林源等. 论我国西北干旱气候的成因. 干旱区地理,1992,15(2):1～12.
161 翟章等. 中国干旱区的分布及其原因. 见:中国干旱、半干旱地区气候、环境与区域开发学术讨论会论文集. 北京:气象出版社,1990.
162 王树基等. 天山南北麓新生代地理环境演变. 地理学报,1987,42(3):211～220.
163 王树基. 准噶尔盆地晚新生代地理环境演变. 干旱区地理,1997,20(2):9～16.
164 郑本兴. 中国西部末次冰期以来冰川、环境及其变化. 第四纪研究,1990,(2):101～110.
165 张兰生. 中国第四纪以来环境演变的主要特征. 北京师范大学学报(自然科学版),1984,(4):81～86.
166 张兰生. 我国西北和华北中更新世以来湿润状况的变化. 见:气候学研究—"天、地、生"相互影响问题. 北京:气象出版社,1989:98～103.
167 李栓科. 中昆仑山区封闭湖泊湖面波动及其气候意义. 湖泊科学,1992,4(1),19～29.
168 丁仲礼等. 过去 130ka 我国干旱区东西向环境大断面及古气候意义. 见:中国第四纪地质与环境. 北京:海洋出版社,1997:368～372.
169 阎顺等. 塔里木盆地晚新生代环境演变. 干旱区地理,1990,13(1):1～9.
170 穆桂金. 塔克拉玛干沙漠的形成时代及发展过程. 干旱区地理,1994,17(3):1～9.
171 吴正. 塔克拉玛干沙漠成因的探讨. 地理学报,1981,36(3):280～291.
172 杨怀仁主编. 第四纪地质. 北京:高等教育出版社,1987.
173 周廷儒. 新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系. 地理学报,1964,29(2):109～127.
174 A. 奥勃鲁切夫. 准噶尔盆地西北部的黄土. 见:论黄土. 北京:地质出版社,1958:133～138.
175 刘东生等. 中国第四纪沉积物区域分布特征的探讨. 见:第四纪地质问题. 北京:科学出版社. 1964.

176 王永焱. 北疆西部第四纪沉积. 中国第四纪研究,1959,2(2).
177 冯先岳等. 北疆黄土与黄土状岩石. 见:新疆第四纪地质与冰川地质论文集. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1981:67～80.
178 腾志宏. 新疆黄土的某些特征及其形成条件的初步认识. 西北大学学报,1986,16(1):69～75.
179 张云林. 天山北麓的黄土. 新疆地质,1981,(2):21～39.
180 Zhang Hongyi *et al*. The paleosols in the loess of Xinjiang and their paleo-climatic significance. In: Aspects of loess research. edited by Liu Tungsheng. China Ocean Press. 1987:52～58.
181 Wen Qizhong *et al*. Paleoclimatic records in the loess sections of North Xinjiang, China. In: Aspects of loess research. edited by Liu Tungsheng. China Ocean Press. 1987,58～70.
182 高存海等. 试论昆仑山北坡黄土特征及其沉积环境. 干旱区地理,1991,14(3):9～17.
183 高存海等. 中昆仑山北坡黄土特征及其环境. 地理研究,1991,10(4):40～50.
184 高顺利. 天山北麓东段黄土状岩石的粒度、矿物特征及成因探讨. 新疆大学学报,1985,(3):115～123.
185 余淑华等. 新疆北部地区第四纪沉积地球化学特征. 地球化学,1991,(1):56～63.
186 余淑华等. 新疆地区黄土中的稀土元素地球化学特征. 干旱区地理,1994,17(2):75～81.
187 赵秀峰等. 晚更新世以来昆仑山区黄土沉积及其气候记录. 冰川冻土,1993,15(1):63～69.
188 赵兴有等. 晚更新世中期以来克里雅河流域黄土沉积特征与环境演化. 干旱区地理,1995,18(1):51～59.
189 赵兴有等. 克里雅河流域黄土的矿物组合特征及环境意义. 干旱区地理,1997,20(3):62～68.
190 唐肖宇等. 中昆仑山北坡黄土的矿物成分及微结构特征分析. 干旱区地理,1991,14(4):23～30.

第二章　自然环境概况

新疆地域辽阔，地质、构造复杂，在地貌单元上以深大断裂为分界线形成了山地、盆地等不同地貌单元[1]。位于新疆最北部的中国阿尔泰山为阿尔泰山脉的中段，呈西北东南走向，山体西北部宽、高，而向东南逐渐变窄且海拔降低，海拔多2 500～3 500 m，最高峰友谊峰位于边境，海拔4 374 m。新疆南部及西南部，是高耸的帕米尔高原和昆仑山、阿尔金山等。帕米尔高原一般高度4 000～5 000 m；昆仑山脉呈北西一东西一北东向弧形弯曲在塔里木盆地西、南缘，山体高度一般为4 000～6 000 m，还有不少山峰海拔大于6 000 m；横亘于新疆中部的中国天山，乃天山山脉之东段，呈东西走向，长约1 700 km，宽250～350 km，山地平均高度4 000 m左右，与南、北两侧的盆地之间高差达3 000～3 500 m，汗腾格里地区为天山最高最宽的山体，高度多在5 000 m以上，最高峰托木尔峰海拔7 435.3 m。由西向东，天山山体逐渐降低。在构造上，天山较为复杂，通常分为北天山、南天山和中天山三个部分。北天山和南天山山体较高大，而位于其间的中天山则相对低矮。介于上述山脉之间的塔里木盆地和准噶尔盆地为封闭的内陆盆地，其中分布有中国的两大沙漠一塔克拉玛干沙漠和古尔班通古特沙漠(图 2-1)。

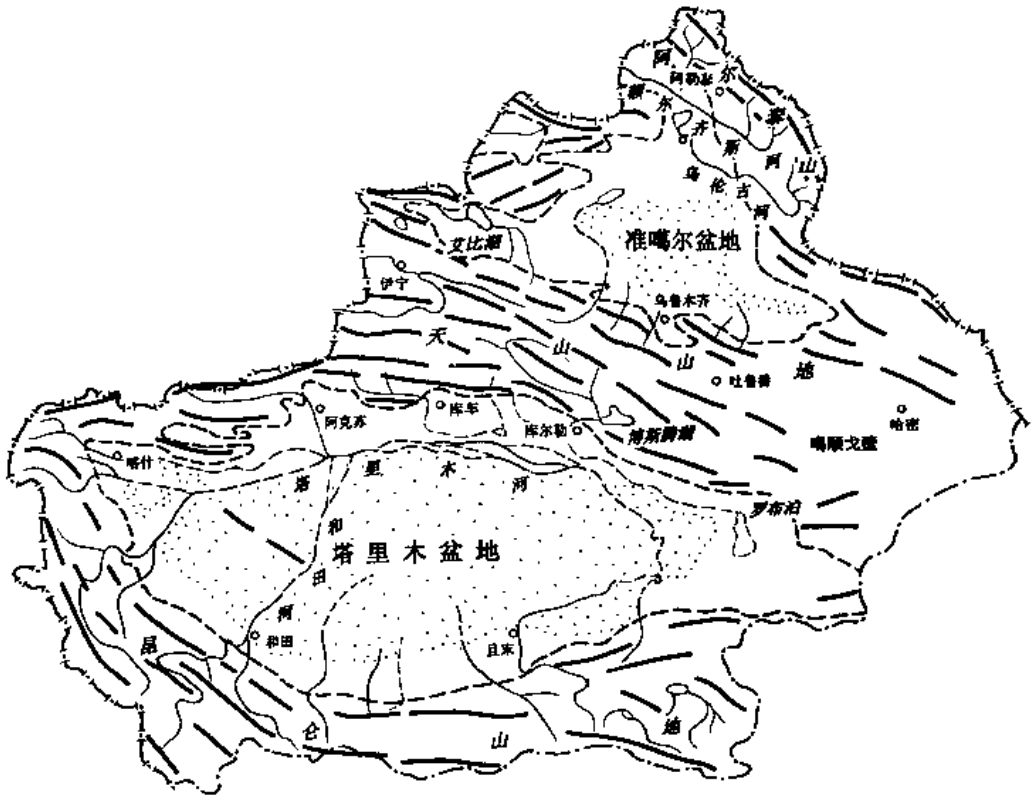


图 2-1　新疆地形示意(引自参考文献[1])

正是新疆独特的地貌格局，决定了该区自然环境的特殊性与复杂性。在气候上，新疆属典型的温带大陆性干旱气候，其总的特点是：大陆性极强，干旱少雨。但不同地区，气候的特点也有很大差别。以天山为界，新疆被分为两个不同的气候区。天山以南地区，简称南疆，受变性西风等高压系统以及翻山气流的焚风效应的影响，全年干旱少雨，有些地区甚至终年无雨，年平均气温也较北疆为高。而天山以北地区（简称北疆）受惠于西风气流和冰洋气团所带来的水汽，降水较多，且降水季节分布比较均匀，年均温也较南疆为低。山地，作为干旱区中的"湿岛"，其自然环境与平原地区截然不同。气候与地形条件叠加决定了新疆自然条件具有山地优于平原，西部优于东部，北部优于南部之特点。而伊犁地区位于北疆西部，无论冬夏，常年为西风环流控制，降水相对丰富，温度适宜，是新疆代表性的西风区，也是现代自然环境最优越的地区。

第一节　盆地形成演化历史

伊犁地区地处中国天山西段（42°12′～44°48′N，80°10′～85°02′E），是亚洲巨大山系之一——天山中的一个三角形大型山间盆地伊犁盆地的东半部，其西半部位于中亚哈萨克斯坦境内。作为天山的一部分，其形成演化历史与天山山体的演化具有密切的关系。

天山山体的演化相当复杂，从元古代末褶皱运动以后，在早震旦时，天山地区到处是崇山峻岭，到晚震旦，褶皱隆起的山地经长时间剥夷，地势降低并发生海侵，海域范围相当辽阔。加里东晚期构造运动，使山体再度褶皱隆起，在中天山地区形成了一个微弱的隆起带，东西横亘，为晚古生代大地构造演化奠定了基础。加里东运动之后，以中天山隆起带为界，南北海域有明显分异，北部为北天山准噶尔海，是中蒙海槽的西部，通向俄霍次克海，与北极—太平洋关系密切。南部，为南天山昆仑海，与古地中海特提斯相通，和大西洋关系密切。华力西运动天山旋回第一幕使天山普遍褶皱，海槽中的海水急剧退却，北天山海槽几乎全部出露海面，与中天山隆起带以及北面的准噶尔古陆连成一片，南天山海槽范围变窄，陆地面积扩大。其后的华力西构造运动第二、三、四幕，使天山地区进一步褶皱，地形升降、岩浆活动都很频繁。华力西旋回第六、七幕导致天山地区原有海域全部回返成陆，从而结束了天山海槽的沉积历史，古天山山地隆起形成天山褶皱带并遭受剥蚀，两侧的山前拗陷与山间盆地中接受陆相沉积。在其后漫长的中生代至早第三纪期间，隆起的古天山长期遭受剥蚀，并逐渐被夷平，形成风化壳，而山前拗陷和山间盆地中则不断接受沉积。晚第三纪末至第四纪初的新构造运动，使天山准平原面发生急剧断块隆升，形成高大天山山体，后又经第四纪冰川、流水等作用改造，形成了今日高耸的天山。处于断块之间的沉降地带则形成大型山间盆地，伊犁盆地则为其中之一。

作为天山中部的一个山间断陷盆地，伊犁地区的基底在大地构造上隶属于中天山隆起带的一部分。据有关研究最新成果，盆地以前震旦系为基础，先后经历了基底形成、基底抬升和盆地形成并接受沉积形成盖层几个不同的发展演化阶段[2~4]。伊犁地区是在前震旦系基础上形成的双层构造盆地，构成基底的是中晚元古代地层（图 2-2），从寒武纪到泥盆纪，伊犁地区都为隆起区。泥盆纪产生了裂谷，区内仅有少量沉积。石炭纪开始，陆内裂谷盆地进入发展阶段，裂谷在纵横方向的不断扩展，导致海水开始漫侵，本区转为沉

积区。相当于“华力西期”中期的“伊犁运动”及晚石炭纪初期的“鄯善运动”以上升为主，主要表现为平行不整合和轻微角度不整合。石炭纪末，海水从区内退出。二叠纪本区开始进入断陷湖盆发展阶段，也有人称之为陆相裂谷盆地阶段。从沉积岩相来看，二叠纪时，伊犁盆地是一个碎屑型淡水断陷湖盆。二叠纪之后，区内以不均衡升降运动为主，造成盆地地层分布的不连续性。三叠纪，本区大多为隆起区，仅在西部局地为沉积区。侏罗纪时，除西部沉积区，盆地东部一些低洼区也发生沉积，形成含煤地层，但盆地其他地区处于上升剥蚀状态。在侏罗纪和白垩纪之间的“火焰山运动”之后，盆地处于整体上升状态，此后盆地在相当一段时期内与古天山山体一样，处于以剥蚀作用为主的演化发展阶段。新构造运动在本区表现为差异性升降运动。晚第三纪末第四纪初，随着南北两侧山地的隆升，盆地发生急剧沉降，从而转为以沉积为主的阶段。

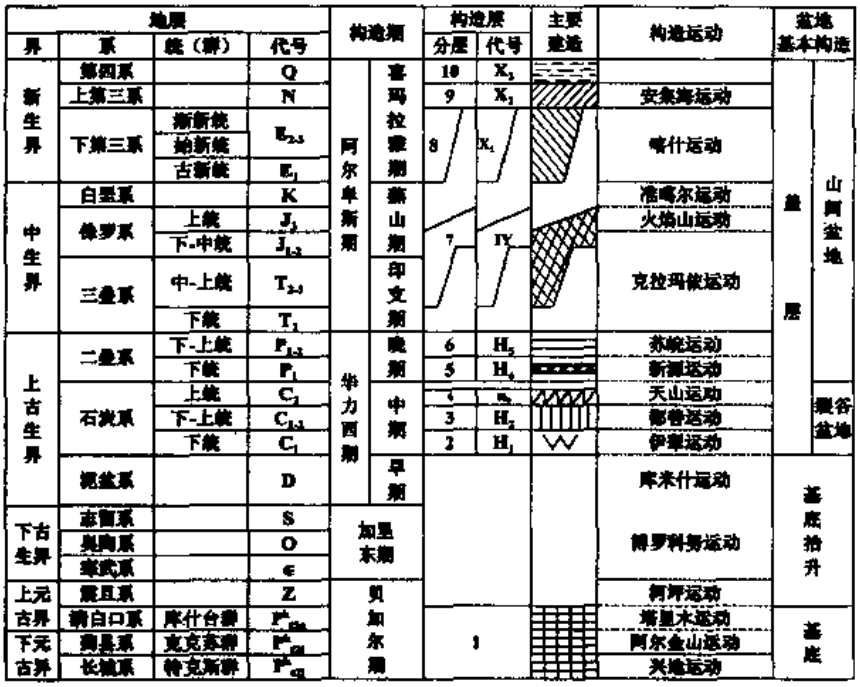


图 2-2　伊犁盆地构造发展与主要建造简图(引自参考文献[2])

1. 海相复理石、碳酸盐岩建造；2. 海底火山岩建造；3. 浅海台地相碎屑岩、粘土岩、碳酸盐岩夹泥质碳酸盐岩建造；4. 近滨相碎屑岩建造；5. 陆上火山岩建造；6. 河湖相碎屑岩、粘土岩夹泥质碳酸盐岩及少量陆上火山岩建造；7. 河湖沼泽相碎屑岩、粘土岩含煤建造；8. 河湖相碎屑岩建造了；9. 湖泊相粘土岩夹碎屑岩建造；10. 砾、砂、粘土和腐殖物等未固结一半固结沉积物

第二节　地质与地貌特点

一、地质概况

1. 大地构造

本区地处中国天山纬向构造带的西段，以东西向的挤压构造线为基本特征，由多个构

造单元组成，北面为博罗霍洛复背斜，南面是哈尔克他乌复背斜，两者之间为巩乃斯复向斜，复向斜中包括了阿吾拉勒隆起、伊什基里克隆起和那拉提隆起以及伊犁、尼勒克和特克斯凹陷，各构造单元之间均以深断裂为界，如北西向的博罗霍洛断裂，北东东、南西西向的阿合牙孜深断裂和近东西向的合诺扎吉斯台断裂等。

2. 地层

前震旦系——构成伊犁盆地基底的前震旦系在本区出露面积约 650 km^2，主要分布在特克斯县境内的大小哈拉军山、巩留县古尔尕郎和新源的阿克图拜等地。地层为一套海相复理石和碳酸盐岩建造，在大小哈拉军山一带并有贝加尔期的大型花岗岩岩基出露。

震旦系—泥盆系——晚元古生代至早古生代之间，本区经历了多次构造运动，使基底抬升，因此，盆地普遍缺失震旦系、寒武系、奥陶系、志留系和泥盆系地层，但在盆地南、北侧的南、北天山山系、哈尔克他乌、博罗克努山、科古琴山等处，震旦系及早古生代地层都有出露。震旦系主要由粉砂岩、砂岩、砾岩和页岩组成，与下伏的前震旦呈不整合接触，与上覆下寒武统为整合接触。本区这种地层分布格局是因为当时盆地为古天山中间隆起的一部分，而两侧的天山段为海域。寒武系则主要为黑色、灰绿色粉砂岩。奥陶及志留系是一套以浅、滨海相为特征的碳酸盐和陆源碎屑岩系。在中志留系中发育了中酸性喷发岩并遭受变质，如在那拉堤山主脊一带，岩性主要为灰色、灰绿色条带状大理岩、伟晶灰岩、板岩、片岩等。泥盆系在本区两侧的天山分布也很广，并广泛出露，但南北两侧岩性差别较大。北天山，泥盆系主要为海相火山岩、火山碎屑岩，而南天山泥盆系为滨海、浅海陆源碎屑沉积。

石炭系——石炭纪时因盆地已具雏形，沉积作用加强。盆地中，石炭系主要由灰色、灰黑色、灰绿色碎屑岩、火山喷发岩、灰岩等组成。早期，属海底火山岩建造；中期，为浅海台地相碎屑岩、粘土岩、碳酸岩夹泥质碳酸岩建造；而晚期为近滨海相碎屑建造。

二叠系——该期大致以伊什基里克脱勒斯拜为界，盆地南部相对上升，而北部相对下降，因此二叠纪主要分布在盆地北部，由火山岩、碎屑岩、泥岩、灰岩等建造组成，而晚期沉积建造为河湖相碎屑岩、粘土岩夹泥质碳酸盐建造及少量陆上火山岩建造。

中生界、新生界——中生代时期，盆地业已形成，但由于盆地中的不均衡升降运动，造成了盆地中中、新生代沉积的不连续性，上三叠统是一套褐、红、浅黄等色的砂、砾岩陆相碎屑岩建造，侏罗系为一套煤系地层，缺失白垩系。下第三系是红色砂质泥岩与砂岩互层的河湖相碎屑岩建造。上第三系为橙黄色底砾岩、浅红色或浅褐色砂质泥岩、砂岩及细砾岩组成的碎屑岩建造。第四系，则为由冲积、洪积、冰水、风积等相组成的陆相松散沉积。

除上述火山岩、沉积岩、变质岩外，本区还分布有侵入岩。在山区，特别是在博罗霍洛和喀尔克他乌的中、高山带大量出露海西期中酸性花岗岩和闪长石，在变质岩带出露的花岗岩也多发生变质而成为眼球状花岗岩、片麻状花岗岩。在阿拉喀尔和阿吾拉勒山也有中基性侵入岩分布。

正是上述地质基础决定了本区地貌轮廓及特征。

二、地貌

区域的大地构造特点决定了本区地貌轮廓呈向西开敞的喇叭形，且为三山夹两盆。

伊犁盆地的北部是由北西、南东走向的科古琴山、博罗霍洛山和依连哈比尔尕等山组成的北天山山脉，伊连哈比尔尕平均高度在3 600 m以上，最高峰可达5 500 m，博罗霍洛山高度在4 000～4 500 m之间。南面是呈北东东、南西西走向的哈尔克他乌、那拉堤山组成的南天山山脉，盆地中间则是近东西向分布的阿拉喀尔他乌，伊什基里克山和阿吾拉勒山。三列山系向东辐合于伊连哈比尔尕山东端形成依连哈比尔尕山汇，而位于三山之间的低洼地则是喀什河谷地、巩乃斯谷地、伊犁盆地、特克斯谷地和昭苏盆地。各谷地中均有2～4级阶地发育，河漫滩宽阔。如在伊犁河南岸察布察尔一带有四级阶地发育，其比高分别为1～3 m、10 m、25 m和39 m；特克斯河东方红牧场附近，也有四级阶地发育，其比高分别为1.5 m、5.5 m、43.5 m和143.5 m。在伊犁谷地西部还分布有小片沙漠。山地地貌的垂直分带很明显。高山区(3 600～2 800 m)分布有现代冰川，寒冻剥蚀作用强烈，冰缘、冰碛、冰蚀地貌普遍。中山区(2 800～2 100 m)流水作用强烈，河谷下切，比高达400～500 m，个别地段深达1 000 m。而低山丘陵区(<2 100 m)则是重要的黄土分布区，常可见到黄土梁等地貌。

第三节　气候

伊犁地区地处新疆西部的天山深处，受独特的地形条件影响，其气候特点与新疆其他区域有着显著不同。

一、新疆的大气环流

1. 四季海平面平均气压场的分布

由于深处内陆腹地，复杂的下垫面使新疆的流场和环流具有特殊性，气候南北、东西有较大的差异。但就总体而言，新疆大气环流是欧亚环流的一部分。冬季，整个亚洲大陆为蒙古高压所控制，其中心位于蒙古人民共和国西北部，中心强度达1 040 hPa以上。新疆北部的青河、富蕴一带位于高压中心区域[5]。局地环流影响已为强大的高压所掩盖。因此在新疆冬季气候变化因子主要是蒙古高压的强弱和消长以及位置的迁移。春季，蒙古高压减弱，其控制范围缩小，高压中心强度4为1 020 hPa，至5月减至1 015 hPa，这时只有新疆北部和东部受其影响。与此同时，印度低压开始发展。夏季，蒙古高压对新疆的控制消失，代之以北上的印度热低压，高压中心995 hPa，北疆为1 005～1 002.5 hPa。秋季，副热带低压向西南方向退缩，至10月已退出新疆，蒙古高压再次进入新疆。由此可见，控制新疆各季天气气候的地面气压系统，较为简单而且稳定。

2. 高空流场

据气象统计资料，在新疆高空，一年四季都盛行西风。冬季，受高原的阻挡，西风气流在4 000 m以下被分为南北两支，影响新疆的主要是北支气流。在1 500 m高度上，北支

气流受地形影响，产生两支反气旋性环流系统，正是这两支反气旋控制着新疆冬季主要天气气候的形成。春季，西风带的位置明显北移，势力锐减，影响新疆的西部和北部气流主要为巴尔喀什湖上空东西方向的切变线，由于切变线之北吹偏东风，其南吹偏西风，由此产生的天气顺西风进入新疆并影响新疆北部和西部。夏季，在对流层下层由于印度低压的发展和太平洋副高的加强，全国各地盛吹西南或东南风，但在新疆却以西北气流为主，因为在贝加尔湖至河套有一西风槽存在。秋季，1 500 m 高度上及其以上的平均流场形势与冬季类似，在北疆西部地区仍以西风气流为主，当气流由边境沿天山东进时，在伊犁河谷上游形成气旋性气流。

3. 500 hPa 平均温压场

冬季，在欧亚大陆上空为两槽一脊，东部为东亚温度槽，西部为欧洲温度槽，中间为新疆脊，这是一个范围宽广的暖性高压脊(30°～65°N，60°～80°E)。它的形成导致极地西北冷空气顺脊而下，反映在低层便是蒙古高压和冷锋的活动。新疆脊的移动，将明显影响新疆冬季的温度，东移，使东亚大槽加强，新疆为暖冬；西移，欧洲脊加强，新疆为冷冬。春季，新疆脊西退，新疆位于脊前槽后，造成新疆春季不稳定天气。夏季，东亚大槽消失，新疆脊西退至 50°E 以西，新疆西部出现一浅槽，地中海地区则仍为槽区，正是由于该槽的加强，形成里海长脊，使影响系统不断进入新疆，造成云雨天气。另一方面，则是南亚高压振荡给新疆带来不同的天气形势。秋季，欧洲平原高压脊发展，西伯利亚槽加深，80°E 形成浅脊并逐渐加强，当中亚、西伯利亚和新疆脊联为一体，配有欧洲槽和乌拉尔槽时，形成较稳定的秋高气爽天气。

伊犁地区地处北疆西部，现代气候特点的形成既受上述大气环流变化的控制，又受局地地形的影响。

二、降水

据气象资料，输送至新疆上空的水气总量为11 540亿 t，主要来自西方和北方，来自大西洋的气流虽经远距离输送，但途径中亚很少受阻，途中又有地中海、里海、咸海等水域的水汽补充，故当进入新疆西部的伊犁谷地后，受地形的阻挡抬升，便在迎风坡形成较为丰富的降水。另一方面，来自北冰洋的气流在向东南方向移动时经由乌拉尔山南部进入伊犁地区，同样形成降水。因此伊犁地区是新疆的多雨区。然而，受气流来向和地势高低的影响，区内降水分布很不均匀。由表 2-1 可知，伊犁地区年降水量与海拔高度密切相关，山区与平原降水量的变化明显不同。以同为东西向又首尾相接的伊犁谷地和巩乃斯谷地为例，伊犁谷地地处伊犁地区西部，为平原区。伊犁谷地西部的霍城海拔 640 m，年降水量约 218 mm，而谷地东端的巩留海拔约 775 m，年降水量约为 257 mm。从东到西降水随海拔高度的递增率为 29 mm/100m。而位于伊犁地区东端的巩乃斯谷地，降水变化则较大。偏西的种羊场海拔约 800 m，年降水量 264.7 mm，而偏东位于山区最大降水带内的中国科学院天山雪崩站，海拔1 775 m，降水量为 825.9 mm，最多达1 140 mm，其递增率为 63 mm/100m。可见，伊犁谷地降水随海拔高度的变化不及巩乃斯谷地剧烈，前者仅为后者的 1/2。

表 2-1　伊犁地区各站海拔与多年平均降水量

站名	纬度	经度	海拔高度 (m)	降水量 (mm)	站名	纬度	经度	海拔高度 (m)	降水量 (mm)
霍尔果斯	44°14	80°29′	710.3	220.1	尼勒克	43°48′	82°34′	1 105.2	353.4
霍城	44°03′	80°51′	640.0	217.6	新源	43°27′	83°18′	928.2	479.7
伊宁市	43°57′	81°02′	662.5	257.5	天山雪崩站	43°16′	84°24′	1 775.0	825.9
察布查尔	43°50′	81°09′	600.0	205.7	特克斯	43°11′	81°46′	1 10.4	382.9
巩留	43°28′	82°14′	774.9	256.6	昭苏	43°09′	81°08′	1 848.6	512.1

在降水量的分布和季节变化方面，伊犁地区也具有特殊性。在气象学中常用某旬或某月降水相对系数的大小来确定雨季和多雨期，其计算公式为：某旬降水相对系数＝历年平均某旬降水量/历年平均旬降水量。降水相对系数大于 1 的时期为多雨期，而大于 2 则为雨季。由于北疆地区全年降水相对系数均小于 2，故是全国惟一不存在雨季的地区。就多雨期而言，我国不同地区其起始时间不同。东部季风区，雨期开始得最早的是华中的长沙、南昌等地，为 3 月上旬。4 月上、中旬，长江中下游到珠江流域之间先后进入多雨期。4 月下旬，进入多雨期的范围迅速向西北扩大到西安、兰州一带。5 月中旬，青海大部和宁夏进入多雨期。5 月下旬，东北、华北等地多雨期开始，而青藏高原则到 7 月份才进入多雨期。新疆在整个西北地区，是多雨期开始得最早的地区(表 2-2)，北疆西部开始于 3 月下旬，并逐步向东部扩大，至 4 月中旬前后北疆大部进入多雨期，较处于西北地区东南部的西安、汉中等地还早，类似于华中地区。但新疆多雨期降水量仅占全年降水量的 60%～70%，明显低于东部和西北其他地区。

表 2-2　西北地区多雨期和主要雨季

雨型	地名	雨段					
		相对多雨期			主要雨季		
		旬数	起—迄	百分比	旬数	起—迄	百分比
双峰	西安(34°16′N, 108°56′E)	18	4月下旬至10月中旬	79	2	7月上旬至9月下旬	15
	汉中(33°04′N, 107°02′E)	18	4月下旬至10月中旬	80	5	7月上旬至7月中旬 8月下旬至9月中旬	33
单峰	榆林(33°4′N, 107°02′E)	11	6月下旬至10月上旬	72	7	7月上旬至9月上旬	59
	银川(38°29′N, 106°13′E)	11	6月中旬至9月下旬	71	6	7月上旬至8月下旬	49
	兰州(36°05′N, 103°55′E)	16	5月上旬至10月上旬	83	7	7月上旬至9月上旬	52
青藏高原	文治(33°45′N, 99°39′E)	15	5月中旬至10月上旬	84	9	6月中旬至9月上旬	57
	玉树(33°01′N, 97°01′E)	16	5月上旬至10月上旬	91	10	6月上旬	68
新疆	乌鲁木齐(43°47′N, 89°37′E)	21	4月上旬至10月下旬	67	1		6
	塔城(46°44′N, 83°00′E)	18	4月上旬至7月下旬 10月中旬至12月上旬	60	0		0

* 摘自《中国西北天气》

按照年降水量的季节分布特点，有人将西北地区分为四种雨型，即两峰型、单峰型、青藏高原型和新疆型[6]。在新疆范围内，根据区域的不同可区分出两峰和单峰型(图 2-3)。

从图 2-4 不难看出，伊犁地区有两个多雨段，其一为 3～7 月，另一为 4～12 月，而乌鲁木齐两个多雨段为 4～6 月和 9～10 月。就伊犁地区而言，其西部平原区与东部山区也

有明显不同。地处西部平原的伊犁等站全年降水分布比较均匀，3～7月、10～12月为峰，8～9月为谷，但差值不大，月降水分布曲线峰态宽缓。东部，虽然仍为双峰，但峰与峰及谷与谷之间差值增大，且随降水量增多而增高。山区，其曲线已由双峰变为单峰。

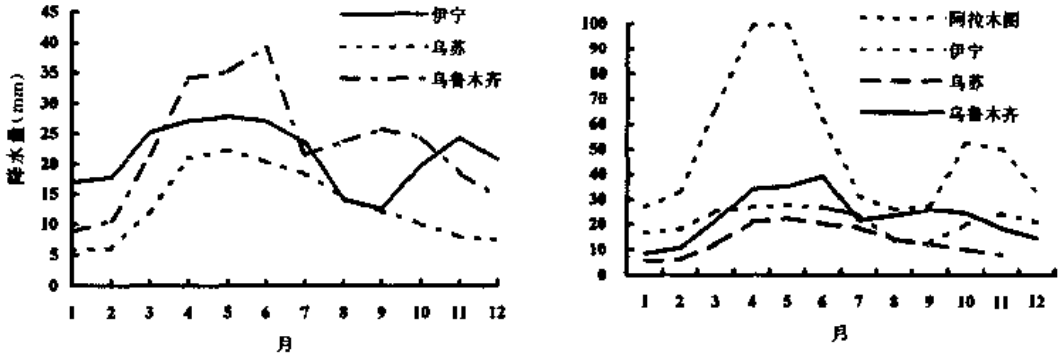


图 2-3　新疆北部地区代表台站不同降水类型月分布

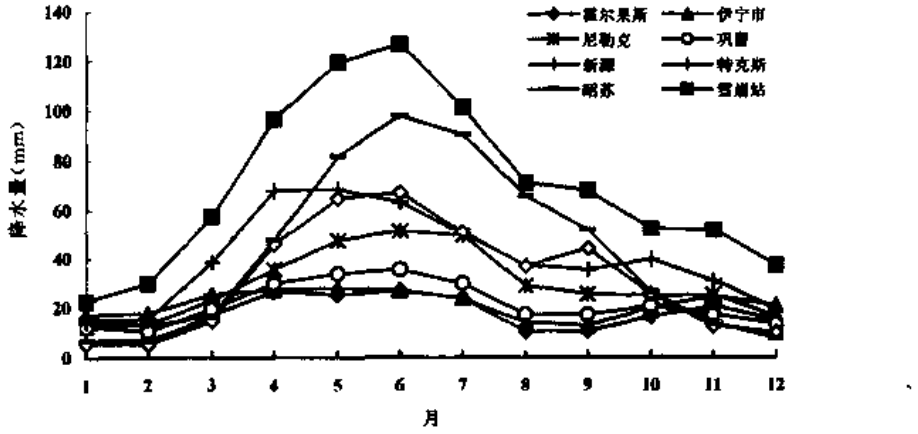


图 2-4　新疆伊犁地区各气象台站月降水分布

从降水量的季节分配来看，包括伊犁地区在内的北疆西部及其他地区也不相同(图2-5)。伊犁地区各季降水相差无几，以春季略占优势，冬季所占比例达20%以上。乌鲁木齐虽然也是春季最多，但冬季降水仅占12%，而东部的奇台、哈密都以夏季降水为最多。

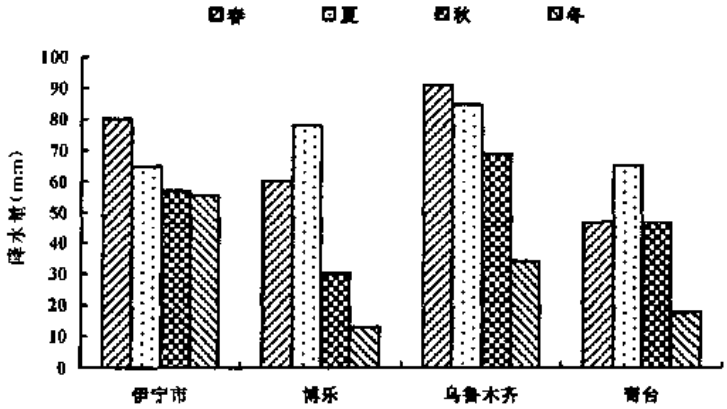


图 2-5　北疆地区代表台站降水季节分配直方图

从降水日数来看，除山区外，伊犁地区也是全疆年降水日数分布较多的地区（表 2-3）。

表 2-3　新疆部分站年降水日数统计表

地　　点	降水日数（d）	地　　点	降水日数（d）
阿尔泰山、准噶尔西部山地、天山西段、天山北坡	110～140	塔里木盆地北部	20～40
阿勒泰、塔城、伊犁河谷	80～100	塔里木盆地南部和东部	15～20
准噶尔盆地	60～90	哈密、吐鲁番	20 以下
天山南坡低山区	40～60	托克逊	8.7
天山南坡中、高山区	>100	帕米尔高原、昆仑山	30～50

综上所述，仅就降水而言，伊犁地区是一个非常特殊的地区，它不仅与东部季风区有明显不同，也与北疆其他地区（除塔城等西部地区）不一样。正如白肇华等人在《中国西北天气》一书中所分析的那样，由于北疆西北区域位于新疆脊后，受来自里海槽前西南气流的影响，与其西方的冬雨气候区相联系，可能与前苏联中亚一带属于同一天气气候区。

三、湿度与蒸发

就全疆而言，新疆年平均相对湿度分布形势与年降水分布形势相似，北高南低，西高东低，山区高，盆地低，而伊犁谷地则是全疆相对湿度最大的地方，平均达 70%。北疆其他地区除西北部和北部阿尔泰山区达 60%以外，其余均为 50%～60%。从相对湿度的年际变化来看，以冬季为最大，春季最小（图 2-6），并且与水汽压的年际变化趋势相反。但在伊犁谷地，相对湿度最小月出现在 8 月，即夏季而与新疆其他地区不同。新疆最大的水汽压值就位于伊犁谷地，其年变化与气温变化相似，故伊犁地区的水汽压的最小值出现在 1 月份，而最大值出现在 7 月。呈现出与相对湿度和水汽压的不一致性，反映了温度对相对湿度大小的控制作用。冬季，气温低，空气中的水汽压离饱和水汽压较近，故相对湿度大；而夏季，气温较高，空气中的水汽含量低，水汽压离饱和状态较远，所以相对湿度小。

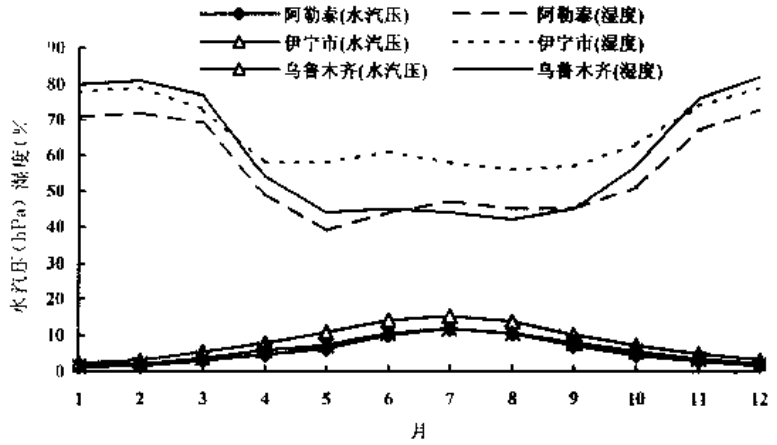


图 2-6　北疆地区代表台站水汽压与相对湿度月变化

从图 2-7 可见，蒸发力北疆低于南疆。在北疆范围内，伊犁地区的蒸发力为最小，平均仅1 200～1 600 mm，并且与降水变化趋势相反。伊犁地区，蒸发力以地处最西部的霍尔果斯站为最高，达 1 883.9 mm，而东部的山区蒸发力可低于1 200 mm。显然，伊犁地区不仅是新疆降水量较高的地区，而且蒸发力最低，因此，是全疆水分条件最优越的地区之一。

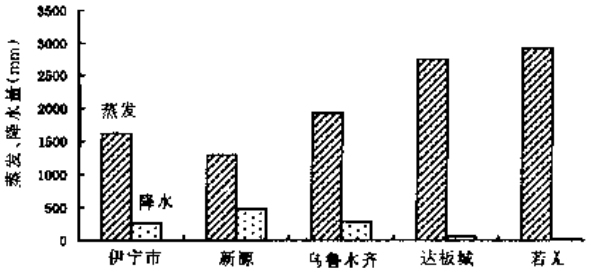


图 2-7　新疆不同区域降水与蒸发量对比

四、气温

由于新疆南北跨度近 15 个纬度，加之地形复杂，高差悬殊，因而与降水的时空分布规律类似，气温的变化也十分复杂。将新疆置于全国之背景上，可以看出，新疆地区，特别是北疆地区，不论在哪个季节，其平均气温均较同纬度的东部季风区为高。在新疆范围内，其区域差异也非常明显，如表 2-4 所示，以天山为界，南北疆年均温差异显著，南疆各站均高于北疆。在北疆地区，各站气温年和季节变化也不尽相同。1 月为新疆最冷月，由于逆温层的存在，北疆除北部少数站外，其月平均气温均高于－20℃，且海拔越高，温度越高。伊犁谷地也由于逆温层的存在和地形的屏障作用，各站的月平均气温均较北疆平原各站为高，而成为新疆冬季最暖的区域。春季，北疆各地升温都较快，与北疆其他地区相比，伊犁地区 4 月份平均气温除山区外，均为高值(图 2-8)。7 月为新疆最热月份，南北疆温度差异不大，但伊犁地区与北疆其他各站的差异都较显著。即伊犁地区 7 月份气温是全疆最低的区域。10 月份，新疆各地气温迅速下降，而伊犁地区则较其他地区更晚地进入冬季，是新疆秋季最长的地区(表 2-5)，其初霜日也是北疆较晚的地区之一。由此不难看出，伊犁地区也是北疆年较差最小的地区，春冬季长，夏秋季短。

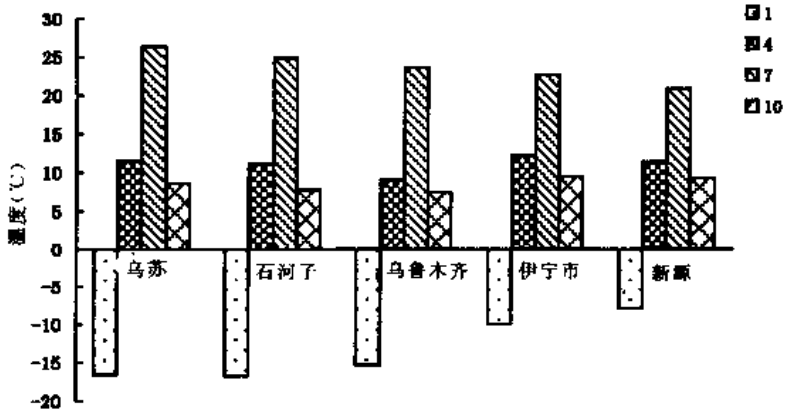


图 2-8　北疆地区代表台站 1、4、7 和 10 月平均气温直方图

表 2-4　新疆各站历年月平均气温(单位:℃)

地区		站名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均气温	年较差
南疆		阿克苏	-9.3	-3.2	6.3	14.3	18.9	22.3	23.7	22.4	17.8	10.0	1.1	-6.7	9.8	33.0
		库车	-8.4	-2.2	7.4	15.2	20.8	24.5	25.9	24.9	20.3	12.2	2.5	-6.1	11.4	34.3
		库尔勒	-8.1	-2.4	7.0	15.1	20.9	24.6	26.1	25.5	20.0	11.7	1.9	-6.0	11.4	34.2
		吐鲁番	-9.5	-2.1	9.3	18.9	25.7	31.0	32.7	30.4	23.3	12.6	1.8	-7.2	13.9	42.2
		铁干里克	-9.4	-3.5	6.1	14.5	20.7	24.9	26.3	25.1	19.2	10.4	0.7	-7.2	10.7	35.7
	其他地区	塔城	-12.6	-10.7	-2.3	8.7	15.3	20.1	22.2	20.7	15.1	6.8	-2.2	-7.8	6.0	34.8
		乌苏	-16.6	-13.0	-0.9	11.5	18.9	24.2	26.3	24.4	18.2	8.6	-1.9	-11.7	7.3	42.9
		石河子	-16.8	-12.8	-0.8	11.1	18.3	23.1	24.8	22.7	16.7	7.7	-2.5	-12.0	6.6	41.6
		乌鲁木齐	-15.4	-12.1	-4.0	9.0	15.9	21.2	23.5	22.0	16.8	7.4	-4.2	-11.6	5.7	38.9
		奇台	-18.3	-15.1	-3.8	9.1	16.2	21.4	23.5	21.9	15.4	6.0	-5.1	-14.8	4.7	41.8
北疆	伊犁地区	霍尔果斯	-9.4	-6.7	3.1	12.2	17.5	21.4	23.4	22.5	17.3	9.9	1.4	-5.1	9.0	32.8
		霍城	-9.7	-6.7	3.6	12.9	17.9	21.6	23.5	22.5	17.2	9.8	1.7	-5.1	9.1	33.2
		伊犁	-10	-7.0	2.6	12.1	16.9	20.5	22.6	21.6	16.9	9.4	0.9	-5.8	8.4	32.6
		察布查尔	-12.3	-8.9	2.5	12.2	17.4	21.0	22.8	21.6	16.4	8.9	0.4	-6.9	7.9	35.1
		尼勒克	-11.0	-8.6	0.0	9.1	13.7	17.0	18.7	17.9	13.5	6.8	-1.0	-7.4	5.7	29.7
		巩留	-11.2	-7.8	2.2	11.4	16.1	19.4	21.1	20.0	15.3	8.5	0.5	-6.5	7.4	32.3
		新源	-8.0	-5.9	1.2	11.3	15.5	18.7	20.8	20.4	16.1	9.2	1.3	-4.4	8.1	28.8
		昭苏	-12.1	-10.3	-3.2	5.4	9.7	12.8	14.6	14.6	10.7	4.4	-3.7	-8.5	2.9	26.7
		特克斯	-11.8	-8.8	0.1	8.9	13.5	16.4	18.1	17.7	13.3	6.6	-1.7	-8.2	5.3	29.9

表 2-5　新疆不同区域四季划分表

地		名	春季			夏季			秋季			冬季		
			初日	终日	天数	初日	终日	天数	初日	终日	天数	初日	终日	天数
南疆		且末	02-28	06-0	95	2～6	09-06	97	09-07	11-18	73	11-19	02-27	100
		库车	02-24	05-25	91	05-26	09-20	118	09-21	11-23	64	11-24	02-23	93
		阿克苏	02-26	05-29	94	05-30	09-01	95	09-02	11-20	79	11-21	02-25	98
		喀什	02-18	05-27	100	05-28	09-17	113	09-18	11-28	72	11-29	02-17	81
		和田	02-16	05-16	89	05-17	09-08	115	09-09	11-20	73	11-21	02-16	91
北疆	伊犁地区	伊宁市	03-11	07-07	119	07-08	08-21	45	08-22	11-16	87	11-17	03-10	114
		霍尔果斯	03-13	06-21	101	06-22	08-18	58	08-19	11-19	93	11-20	03-12	113
		霍城	03-11	06-18	100	06-19	08-23	66	08-24	11-21	90	11-22	03-10	109
		察布查尔	03 12	06-26	107	06-27	08-16	51	08-17	11-15	91	11-16	03-11	116
		新源	03-16	07-15	122	07-16	08-05	21	08-06	11-17	104	11-18	03-15	118
	其他地区	塔城	03-26	06-25	92	06-26	08-27	64	08-28	11-14	79	11-15	03-25	132
		石河子	03-15	06-04	82	06-05	09-08	96	09-09	11-14	67	11-15	03-14	121
		博乐	03-17	06-15	96	06-16	08-28	75	08-29	11-11	74	11-12	03-16	126
		奇台	03-25	06-16	86	06-17	08-30	75	08-31	11-08	70	11-09	03-24	135
		乌鲁木齐	03-18	06-14	89	06-15	09-14	92	09-15	11-16	63	11-17	03-17	122

五、风

1. 地面风

据新疆地面气候统编资料，伊犁地区各站全年平均风速是北疆各站地面风速最小的地区。其历年平均风速在 2～2.5 m/s 之间，从新源站地面风向玫瑰图(图 2-9)可以看出，不论是各季，还是全年平均，该站以东、西或偏东、偏西风向为主，即以地形造成的山谷风占优势。与新源相比，伊犁地区其他各站的地面风向则十分复杂(图 2-10)。表 2-6 为伊犁地区全年大风日数表。与新疆各地风口相比，其历年平均大风日要少得多，微风和静风日占有较高比例。从大风日数各月分配情况来看，以 4～9 月大风天气较多，与尘暴出现的时段相一致(表 2-7)，而且大风风向以西风为主。以伊宁市为例，W、WSW，WSW 主要出现在 4 月，而 W 风则在 3～6 月和 10～12 月。东部的新源站，大风风向同样以 WSW 和 W 占优势，但大风出现的时间与前者不同，WSW 主要出现在 4～7 月和 10～11 月，而 W 除 6 月、11 月外，各月都有出现。显然与地面优势风向不同，伊犁地区的大风风向相对稳定，以西风和偏西风为主。

2. 高空风

伊犁站不同高度高空风资料显示，在1 000 m 高度上，1 月 W、E 风占绝对优势，其频

表 2-6　伊犁地区历年各月大风日数(1960～1980 年)*

站名	观测年代	1月		2月		3月		4月		5月		6月		7月		8月		9月		10月		11月		12月		全年	
		平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多
霍尔果斯	1960～1980	0.3	2	0.6	4	1.6	8	5	12	5.5	10	5.4	14	4	9	3.6	11	0.8	8	2.1	6	1	6	0.3	2	32.1	63
霍城	1960～1980	0.3	2	0.2	1	1	3	2.7	8	2.2	8	2	6	1	4	0.8	4	1.3	4	1	4	0.5	3	0.1	1	13.3	22
伊宁市	1952～1980	0.2	2	0.2	1	1.2	7	3.1	11	2.9	10	2.1	7	1.4	6	0.9	4	0.9	3	1.4	5	0.7	4	0.3	1	15.3	34
察布查尔	1960～1980	0.3	2	0.3	1	1.9	5	3.9	8	3.7	9	3	7	1.9	6	1.1	5	2	6	1.6	5	1.4	5	0.3	2	21.4	32
尼勒克	1959～1980	0.7	4	1	3	1.7	4	4.4	10	3.6	10	2.6	8	1.8	6	1.9	6	2.1	6	2.3	6	1.1	4	0.3	2	23.5	36
巩留	1960～1980	0.6	4	0.4	3	1.5	5	3.8	9	3.7	9	3.3	11	2.8	8	2.5	8	1.9	6	1.9	7	1	5	0.3	1	23.6	58
新源	1956～1980	1.1	5	1	5	1.5	6	3.4	9	2.9	9	2.2	7	2	6	2.2	10	2	7	2.3	5	1.2	3	0.5	3	22.4	42
特克斯	1960～1980	0.5	2	0.5	2	0.7	6	0.7	2	1.9	5	2.0	6	2.4	5	1.8	4	1.1	4	0.9	3	0.3	1	0.4	2	13.1	31
昭苏	1956～1980	0.3	1	0.1	1	0.4	2	1.3	5	1.4	8	1.9	4	2	5	0.9	3	1.2	5	0.5	2	0.2	1	0.1	1	10.2	24

表 2-7　新疆伊犁地区多年平均各月沙尘暴日数*

站名	观测年代	1月		2月		3月		4月		5月		6月		7月		8月		9月		10月		11月		12月		全年	
		平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多	平均	最多
霍尔果斯	1960～1980					0.0	1.0	0.3	2.0	0.3	1.0	0.4	2.0	0.5	3.0	0.3	3.0	0.4	3.0	0.5	4.0					2.8	11.0
霍城	1960～1980					0.1	2.0	0.8	4.0	0.8	5.0	0.4	2.0	0.4	2.0	0.4	3.0	0.6	3.0	0.5	2.0					4.0	15.0
伊宁市	1952～1980					0.1	1.0	0.4	2.0	0.5	5.0	0.3	2.0	0.3	2.0	0.2	2.0	0.3	1.0	0.2	1.0	0.0	0.0	0.0	1.0	2.3	14.0
察布查尔	1960～1980							0.1	2.0	0.1	1.0	0.1	2.0	0.1	2.0	0.0	0.0	0.1	1.0	0.1	1.0					0.6	6.0
尼勒克	1959～1980					0.1	2.0	0.1	2.0											0.1	1.0					0.3	2.0
巩留	1960～1980					0.0	1.0	0.3	3.0	0.3	3.0	0.3	1.0	0.1	2.0	0.3	2.0	0.3	2.0	0.3	2.0					2.0	7.0
新源	1956～1980					0.1	2.0	0.1	2.0	0.1	2.0	0.1	1.0	0.0	1.0	0.0	1.0	0.1	2.0	0.2	3.0					0.8	4.0
特克斯	1960～1980			0.0	1.0	0.2	3.0	0.1	3.0	0.1	1.0	0.0	0.0	0.1	1.0	0.1	2.0	0.1	2.0	0.2	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	9.0
昭苏	1956～1980							0.1	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0					0.1	1.0

*单位为:d.

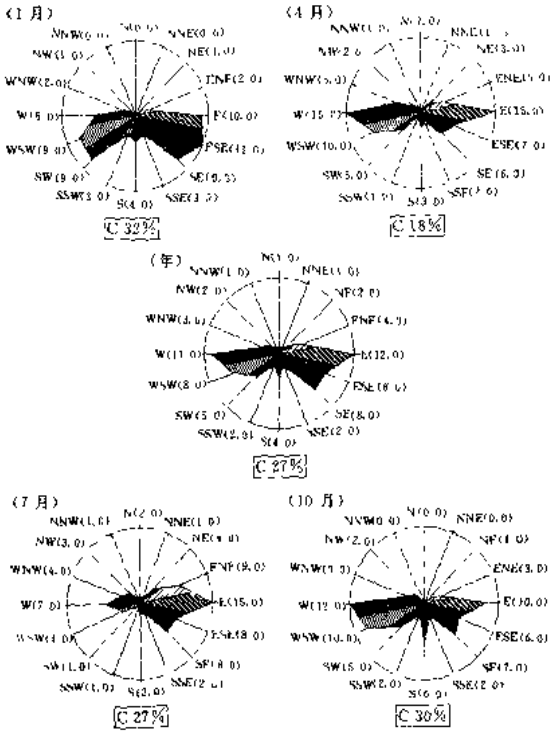


图 2-9 新疆伊犁地区新源气象站年与四季地面风向玫瑰图

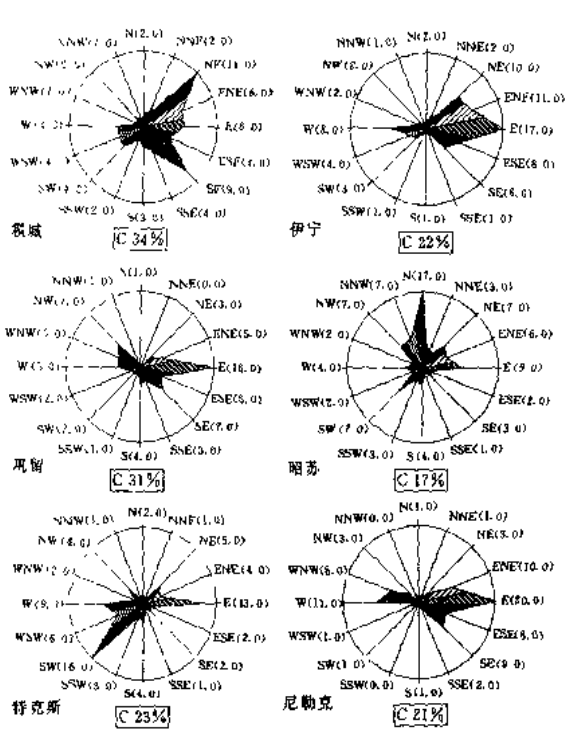


图 2-10 新疆伊犁地区各气象台站地面风向玫瑰图

表 2-8 新疆伊犁地区冬季(1月)高空风风向频率与风速*

风向方位角	1 000 m			3 000 m			5 000 m		
(°)	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速
350～9				1.0	4.6	11.0	2.0	3.3	14.0
10～29	1.0	1.6	3.0	1.0	2.3	4.0	1.0	11.0	19.0
30～49	1.0	2.6	5.0	1.0	3.0	4.0	2.0	3.7	7.0
50～69	2.0	2.2	4.0	0.0	2.5	3.0	2.0	5.6	12.0
70～89	8.0	3.9	9.0	2.0	4.1	7.0	1.0	7.5	10.0
90～109	44.0	5.9	17.0	1.0	3.8	7.0	1.0	5.0	8.0
110～129	22.0	5.0	11.0	4.0	5.3	10.0	0.0	3.0	3.0
130～149	4.0	3.4	7.0	3.0	3.9	7.0	1.0	9.3	12.0
150～169	1.0	2.5	3.0	3.0	2.6	6.0	1.0	5.8	8.0
170～189	2.0	2.4	4.0	2.0	3.4	5.0	0.0	2.0	2.0
190～209	1.0	2.6	5.0	4.0	2.7	6.0	2.0	5.0	7.0
210～229	1.0	2.4	4.0	4.0	3.8	8.0	3.0	5.5	8.0
230～249	2.0	2.1	4.0	9.0	5.2	10.0	9.0	10.0	31.0
250～269	2.0	6.8	13.0	33.0	8.4	22.0	23.0	13.3	29.0
270～289	4.0	5.1	11.0	23.0	8.5	21.0	29.0	11.5	29.0
290～309	2.0	3.1	6.0	5.0	5.7	14.0	14.0	11.5	29.0
310～329	1.0	1.8	4.0	2.0	2.4	5.0	14.0	9.5	23.0
330～349	1.0	1.7	2.0	1.0	2.2	3.0	5.0	9.5	21.0
静 稳	1.0	0.0		1.0	0.0		5.0	7.4	13.0
记录次数		574			479			367	

* *风向频率(%),风速(m/s)。

表 2-9　新疆伊犁地区春季(4月)高空风向频率与风速*

风向方位角	1 000 m			3 000 m			5 000 m		
(°)	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速
350～9	2.0	3.9	9.0	1.0	3.0	5.0	2.0	6.3	15.0
10～29	1.0	3.7	6.0	1.0	4.7	8.0	1.0	6.0	9.0
30～49	2.0	4.3	10.0	1.0	3.5	5.0	2.0	9.8	22.0
50～69	2.0	5.1	13.0	1.0	3.7	7.0	1.0	8.7	16.0
70～89	5.0	5.2	12.0	1.0	3.6	5.0			
90～109	18.0	6.9	17.0	2.0	4.6	7.0	0.0	2.0	2.0
110～129	12.0	5.5	13.0	2.0	6.0	15.0	0.0	3.0	3.0
130～149	5.0	3.5	9.0	3.0	3.9	11.0			
150～169	2.0	2.8	6.0	3.0	3.3	7.0			
170～189	3.0	2.8	9.0	2.0	3.4	6.0	1.0	4.3	7.0
190～209	2.0	2.2	4.0	1.0	2.8	5.0	2.0	7.0	12.0
210～229	1.0	3.1	6.0	3.0	4.4	8.0	3.0	7.5	18.0
230～249	3.0	2.5	5.0	8.0	6.8	18.0	7.0	11.0	24.0
250～269	15.0	6.6	18.0	33.0	8.4	20.0	28.0	14.4	30.0
270～289	17.0	7.3	18.0	26.0	8.3	22.0	34.0	11.9	30.0
290～309	7.0	4.7	13.0	8.0	5.4	11.0	12.0	12.8	30.0
310～329	3.0	3.4	18.0	2.0	2.3	5.0	3.0	7.8	14.0
330～349	2.0	2.7	5.0	1.0	3.0	4.0	3.0	6.8	15.0
静 稳	1.0	0.0		1.0	0.0				
记录次数		527			439			280	

* 风向频率(%)，风速(m/s)。

表 2-10　新疆伊犁地区夏季(7月)高空风向频率与风速*

风向方位角	1 000 m			3 000 m			5 000 m		
(°)	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速
350～9	1.0	5.0	8.0	1.0	2.5	3.0	1.0	3.7	6.0
10～29	1.0	3.4	5.0	1.0	3.0	4.0	2.0	3.6	9.0
30～49	2.0	2.7	5.0	1.0	4.5	6.0	1.0	4.8	8.0
50～69	2.0	3.9	9.0	1.0	2.3	3.0	0.0	1.0	1.0
70～89	4.0	3.7	7.0	1.0	2.6	4.0	0.0	4.0	4.0
90～109	24.0	8.0	24.0	1.0	2.3	5.0	0.0	2.0	2.0
110～129	15.0	8.0	15.0	1.0	3.3	4.0			
130～149	4.0	3.7	10.0	1.0	2.8	5.0	0.0	2.0	2.0
150～169	3.0	2.9	10.0	1.0	7.8	23.0	0.0	4.0	6.0
170～189	2.0	2.9	11.0	2.0	2.8	4.0	0.0	5.5	9.0
190～209	3.0	2.4	4.0	2.0	3.4	7.0	1.0	8.0	15.0
210～229	2.0	3.8	14.0	2.0	4.0	8.0	2.0	6.6	15.0
230～249	9.0	4.1	14.0	6.0	5.8	13.0	8.0	11.5	24.0
250～269	13.0	5.4	16.0	36.0	8.0	18.0	28.0	12.7	28.0
270～289	8.0	5.7	14.0	35.0	8.8	22.0	35.0	12.5	29.0
290～309	3.0	5.0	13.0	7.0	5.8	14.0	12.0	7.9	17.0
310～329	2.0	3.7	7.0	2.0	3.1	6.0	6.0	6.3	15.0
330～349	1.0	5.0	8.0	1.0	3.3	5.0	2.0	6.1	12.0
静 稳	1.0	0.0		0.0	0.0		0.0	0.0	
记录次数		618			591			455	

* 风向频率(%)，风速(m/s)。

表 2-11　新疆伊犁地区秋季(10 月)高空风向频率与风速*

风向方位角(°)	1 000 m			3 000 m			5 000 m		
	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速	风向频率	平均风速	最大风速
350～9	1.0	2.6	5.0	1.0	1.3	2.0	1.0	6.5	10.0
10～29	1.0	3.3	5.0	0.0	2.0	2.0	1.0	6.5	8.0
30～49	1.0	1.7	2.0	1.0	3.4	6.0	1.0	6.0	7.0
50～69	2.0	2.8	5.0	1.0	2.0	3.0			
70～89	4.0	3.8	9.0	0.0	5.0	5.0	1.0	7.0	10.0
90～109	26.0	6.9	15.0	1.0	4.0	6.0	0.0	6.0	6.0
110～129	12.0	4.8	12.0	2.0	5.4	10.0	1.0	1.7	2.0
130～149	4.0	3.8	9.0	2.0	5.6	10.0			
150～169	2.0	2.9	6.0	2.0	3.9	6.0	0.0	6.0	6.0
170～189	2.0	2.3	4.0	1.0	3.4	5.0	0.0	4.0	4.0
190～209	2.0	2.1	4.0	2.0	3.5	5.0	1.0	4.7	6.0
210～229	2.0	2.9	6.0	5.0	4.1	8.0	4.0	7.6	16.0
230～249	3.0	2.9	14.0	13.0	7.2	17.0	11.0	12.3	32.0
250～269	13.0	6.1	23.0	44.0	9.4	27.0	39.0	15.0	27.0
270～289	16.0	6.0	16.0	22.0	9.6	24.0	28.0	12.7	32.0
290～309	5.0	4.6	14.0	3.0	4.7	10.0	10.0	11.0	19.0
310～329	2.0	3.1	11.0	1.0	3.8	5.0	2.0	8.4	17.0
330～349	1.0	1.3	2.0	0.0	1.0	1.0	2.0	6.9	12.0
静　稳	1.0	0.0							
记录次数		613			522			374	

* 风向频率(%)，风速(m/s)。

率可达 66%(表 2-8～表 2-11)，而 4 月，SE 与 SW 各占 30%左右，10 月与 4 月形势类似，7 月除略占优势的 SE 外，W 风也占一定比例。这就是说，在1 000 m 的高度上仍然有山谷风的影响。在3 000 m 和5 000 m 高度上，不论是 1 月还是 7 月，各季都以西风占优势，其频率可达 80%～90%。

第四节　土壤与植被

伊犁地区独特的地形和水热条件，决定了该区域土壤分布不仅具有水平地带性，而且还有垂直地带性。

伊犁地区的地带性土壤是灰钙土，也是新疆惟一的灰钙土分布区。在空间上灰钙土在欧亚大陆主要分布于前苏联的中亚地区，蒙古和我国西北地区。在我国，除伊犁地区外，灰钙土主要分布在黄土高原最西部、河西走廊东段、银川平原等地。灰钙土主要形成于暖温带半干旱—干旱气候条件下，干燥度 1.8～4，年均温 6～9℃，≥10℃积温为2 800～3 100℃，年降水 200～300 mm。自然植被为多年生丛生禾草、旱生灌木、小灌木组成的荒漠草原；地形主要为高原状丘陵，山前阶地与山麓洪积冲积平原，并以黄土为母质[7]。由于灰钙土的形成以弱腐殖质化和土壤通体钙化为主要特征，因此其剖面性状与其他草原土壤明显不同。灰钙土地区的植被虽为荒漠草原，但每年进入土体的有机残体的数量却较大，其地上部分仅次于栗钙土，其地下部分则多于黑钙土，每年归还给土壤的有机质

总量达1 634.5 t/hm²。然而由于春、秋两季强烈的微生物活动，故腐殖质在剖面上虽然含量不高，但却可沿剖面延伸到较深的深度上，导致剖面上有机质分布较均匀。另一方面，成土母质的通透性和适宜的水热条件使剖面中的碳酸盐能沿剖面上下移动，因而剖面的碳酸钙分布曲线不及其他草原土壤起伏明显。

伊犁地区的灰钙土主要分布在1 000 m以下的丘陵和河谷平原地带，其形成的生物气候条件为年平均温度7.5℃～9℃，年降水量200～300 mm，年蒸发力1 422.5～1 883.9 mm，为降水的5～8倍，干燥度2～4。夏季温暖干燥，而春、冬季温和且湿润，因而几乎整个冬春半年土壤湿度都比较大，十分有利于土壤中碳酸盐的溶解和向下淋洗；夏季，温度高且干旱，加之植物的蒸腾作用，故而碳酸盐又随水分向剖面上部迁移，并以假菌丝体状形式淀积。按Gausen—Walter的植物气候分类，伊犁地区的植物气候类型属塔城—伊犁型，与中亚的哈萨克斯坦型很接近。冬雪与春雨使春夏之交土壤含水量较高，而气温又不太高，短命、和多年生短命植物大量发育并形成层片，因而该区的地带性植被为荒漠类。灰钙土地表植被属蒿类荒漠，建群种有茵陈蒿、角果藜、猪毛菜，伴生有伏地肤、优若藜、珠芽蓼、早熟禾、雀麦等，覆盖度30%～40%。这些短命植物生长期30～50 d，它们充分利用了春季的融雪水发芽，营养生长和生殖生长同时进行，从4月初至6月初可迅速完成其生命周期，6月底至7月初草原由绿变黄，只有旱生蒿属可继续生长到秋季，因此灰钙土一年有两种植物层片，但由于短命植物的死亡正好与夏季高温干旱期相对应，有机质矿质化强烈，故而有机质积累微弱。在剖面上灰钙土的有机质层与其他层过渡不明显，但由于根系的存在和淋溶作用，致使有机质在整个剖面上变化不明显(图2-11)。因此，典型的灰钙土的剖面特征可概括为：① 表层2～3 cm为一层疏松具海绵状气孔，呈不规则裂隙的层片状结皮层；② 剖面发育微弱，分化不明显，腐殖质层一般厚8～12 cm，呈灰黄色，有

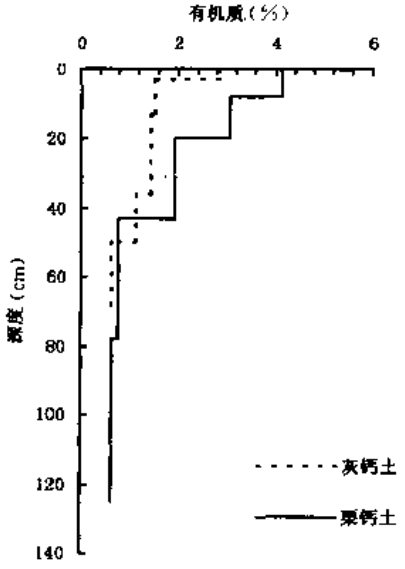


图2-11 新疆伊犁地区灰钙土、栗钙土有机质含量对比

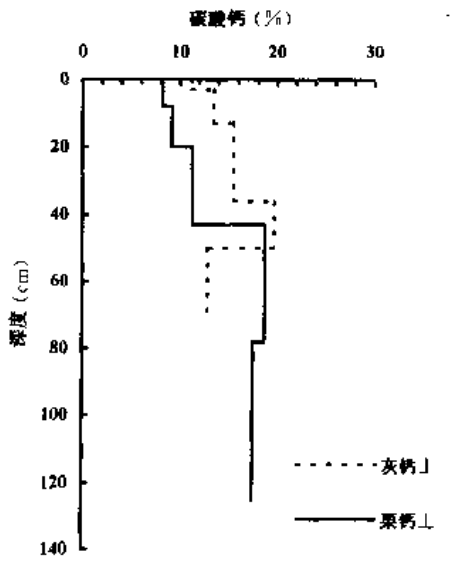


图2-12 新疆伊犁地区灰钙土、栗钙土碳酸盐含量对比

机质含量1%～2.5%；③过渡层深厚，呈灰黄色，其厚度与土壤溶液下渗湿润深度一致(40～70 cm)；④ 在30～40 cm处，有一不明显的钙积层，钙呈斑点状、菌丝状等形式淀

积，其含量16%～20%；⑤ 剖面通体有较强的盐酸反应(图2-12)；⑥ 土体下部为干燥、稍紧的黄土母质层；⑦ pH多在7.5～8.2，C/N比8～12；⑧ 粘粒有下移现象。

与灰钙土的形成过程不同，栗钙土腐殖质积累和钙化过程都较强烈，土壤剖面分化比较明显。通常表层为3～5 cm栗灰色草根层，其下为20～40 cm有机质层，有机质含量2.5%～5%，钙积层明显，其深度随降水量变化而变化，厚度20～30 cm，含量15%～20%，母质多为棕黄或浅黄色黄土。栗钙土多分布在500～1 500 m海拔范围内，各谷地高度不一，其分布区的气候属温带半干旱型，年均温5～8.5℃，年降水300～500 mm，自然植被以禾本科和蒿属为主，其中有针茅、羽茅、狐茅、隐穗草、蒿属、地肤、紫苑等，草层高度20～50 cm，覆盖度30%～70%。而黑钙土，通常分布于栗钙土带之上，分布区的气候条件较栗钙土地区更为冷湿，植被覆盖度高，且植被类型是以禾本科为主的草原。

伊犁地区不同山地土壤的垂直带谱也不相同。垂直带谱中各类土壤性状详见表2-12。

表2-12 新疆伊犁地区各类山地土壤性状*

土壤类型	深度 (cm)	有机质 (%)	碳酸钙 (%)	pH	<0.01 mm (%)
高山草甸土	0～13	13.7	0.26	7.0	31.61
	13～37	5.47	0.25	7.2	41.93
	37～56	1.37	微	7.7	51.94
	56～97	0.87	微	7.6	60.48
亚高山草甸土	0～16	15.21	0.5	7.2	45.66
	16～31	5.23	1.26	7.1	57.2
	31～47	2.07	0.25	7.2	55.1
	47～64	1.46	0.38	7.0	52.7
	64～83	0.81	19.67	8.0	59.1
褐色森林土山	0～7	27.23	3.47	6.0	35.1
	7～23	14.73	5.35	6.2	40.2
	23～62	6.58	2.64	6.6	62.1
	62～86	5.65	2.27	7.2	60.1
	86～97	2.88	2.56	7.4	56.4
地黑钙土	0～7	10.79	0.57	7.15	64.54
	7～41	13.57	1.53	6.25	59.65
	41～64	3.82	1.33	7.00	53.15
	64～94	1.96	0.75	7.21	50.01
	94～170	0.81	18.38	8.25	49.31
山地栗钙土	0～7	5.86	5.55	7.9	41.61
	7～29	3.7	9.84	8.2	40.66
	29～46	2.17	10.59	8.2	44.10
	46～89	1.02	15.38	8.2	45.30
	89～124	0.78	7.31	8.4	41.00

* 引自《伊犁地区土壤》。

不仅山地如此，伊犁地区各谷地中的土壤和植被也具明显的垂直分带性。以巩乃斯谷地为例，其西部与伊犁谷地相邻部分仍分布着地带性土壤灰钙土，向东灰钙土带逐渐变窄，植物也逐渐由荒漠草原变为干草原，相应的土壤则变为栗钙土。再向东，随着海拔的

进一步增高，植被组成中蒿属减少，而禾本科的针茅增多，栗钙土又渐被暗栗钙土和黑钙土代替。

除上述地带性土壤、植被外，伊犁地区沿河谷还分布有沼泽土、草甸土、风沙土等隐域性土壤和相应的植被类型。

第五节　自然环境特点分析

综上所述，受西风控制的伊犁地区不论是盆地的形成演化，还是地形条件都有自身的特点。受地形和大气环流的影响，其水热条件明显不同于东部季风区，也与新疆其他地区有别。由于盆地向西开敞，对西来气流起阻截作用，因此降水较为丰富而成为干旱区中的“湿岛”。在降水的时间分布上，它与西邻的中亚、哈萨克斯坦十分接近，以春、冬季降水占主要部分，又因为冬春首尾相连，温度低且蒸发量小，故而该区域土壤可有长达半年之久的时间保持较高的湿度。夏季干旱，温度较高（图 2-13），蒸发与植物的蒸腾作用叠加在一起，导致土壤中碳酸钙独特的淀积方式。冬季，由于山地的阻隔作用，蒙古高压对之影响较小，加之逆温层的存在，因而气温并不像北疆其他地区那么低。所以伊犁地区与水热同期的东部季风区不同，也不同于冬雨型的地中海气候，它是介于上述两者之间的一种过渡类型，夏季干旱，冬季相对湿润。另一方面，伊犁地区的地形特点和较多的静风天气也有利于粉尘的沉降。正是这种与众不同的水热条件和土壤发育过程导致该区域特别是巩乃斯谷地不仅利于粉尘的沉积和黄土的形成，而且黄土剖面中深深打上了区域成壤作用的烙印。

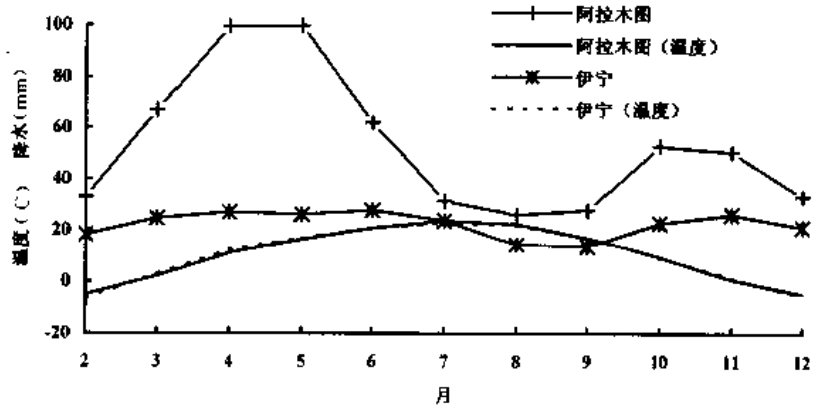


图 2-13　北疆地区代表台站逐月温度与降水变化

从地面风向分析可知，伊犁地区地面常年盛行山谷风，甚至在1 000 m 高度上仍有山谷风的影响。但大风则以西、偏西风为主。而高空全年为西风气流控制。区域气候东西差异较大，东部为植被覆盖度较高的谷地和山地，虽不能为黄土的形成提供充足的物源，但却是粉尘沉积和黄土形成的有利场所。而西部为开阔的平原，且为河流中下游，细土物质丰富，植被覆盖度低，因而是较好的粉尘源地。再者，该区紧邻中亚荒漠区，不仅在气候上是同属一个体系，而且在地质构造上它与中亚的喀萨克斯坦属同一构造盆地，因此可将之作为一个整体来研究，细粒物质丰富的西部中亚荒漠区可被看作伊犁地区黄土的物源

地，而伊犁地区为中亚粉尘的重要堆积区。

参考文献

1 新疆综合考察队编. 新疆地貌. 北京：科学出版社，1978.

2 廖世南. 伊犁盆地生成发展概述. 新疆石油地质. 1992，13(2)：109～114.

3 郝继鹏. 伊犁盆地石炭系沉积相及古地理特征探讨. 新疆石油地质，1992，13(2)：115～123.

4 郝继鹏. 伊犁盆地二叠纪沉积相及古地理特征. 新疆石油地质，1991，12(3)：197.

5 李江风主编. 新疆气候. 北京：气象出版社，1991.

6 白肇烨等. 中国西北天气. 北京：气象出版社，1988.

7 李天杰等编. 土壤地理学. 北京：人民教育出版社，1978.

第三章　黄土分布规律与形成环境

第一节　全球的黄土沉积

如图 3-1 所示，黄土、黄土状土在世界各大洲都有分布，而且其分布与一定的地理环境有关。就总体而言，在空间上，黄土主要分布于北半球 30°～60°N 之间的干旱、半干旱的荒漠草原、干草原、草原和部分温带森林地带[1]，并和一定的地貌单元紧密联系。大面积的连续分布的黄土和黄土状土可出现在平原、高原、山麓和河谷盆地中，如中国的黄土高原、西伯利亚高原、哥伦比亚高原、俄罗斯平原、多瑙河谷、莱茵河谷和密西西比河谷等。在现代温带的外围地区，如地中海沿岸、克什米尔、巴基斯坦、伊朗、以色列、突尼斯和新西兰等地，由于黄土形成于海洋性气候条件下，其碳酸盐含量低，颜色较典型的黄土为深，孔隙少，而且粘土含量高。

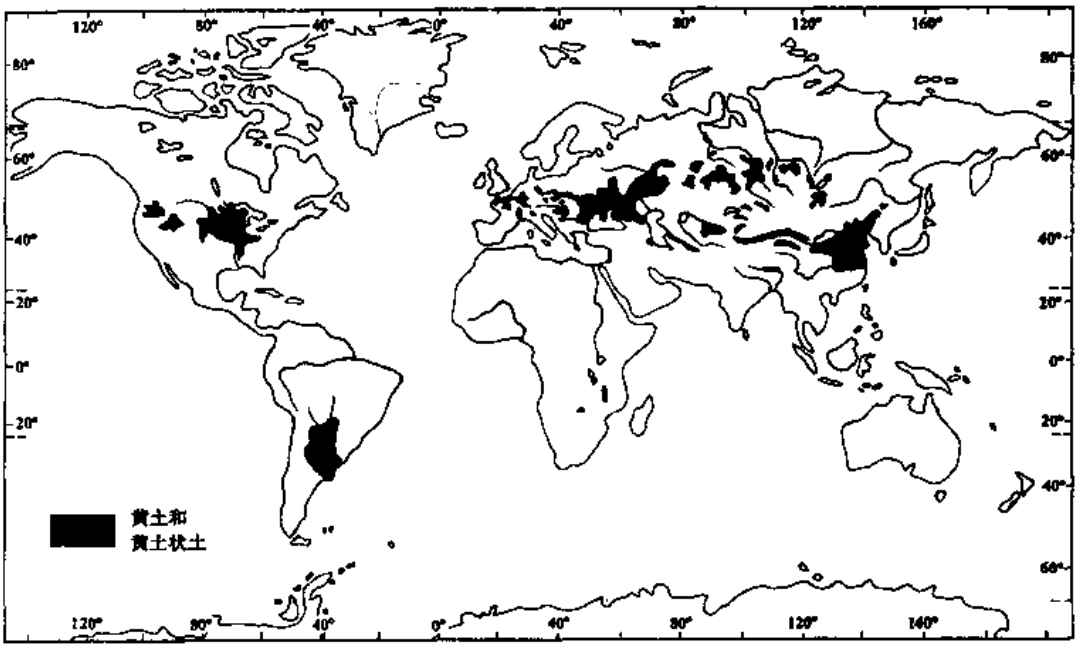


图 3-1　世界黄土及黄土状土分布示意图（引自参考文献[1]）

黄土的分布通常与第四纪冰川作用和沙漠的分布有关。如欧洲的黄土主要沉积在斯堪地纳维亚冰盖与阿尔卑斯山地冰川作用区之间的非冰川作用带，北美黄土的分布也与冰川作用有关[2,3]（图 3-2，图 3-3）。因为第四纪冰期冰盖和冰川的发生和发展导致了丰富的细粒物质的产生，细粒物质在不同环流系统作用下，被搬运至冰川作用外围地区发生沉积，形成了所谓的“冰缘黄土”。因此有人认为北美和欧洲的黄土为经典的“冰盖黄土”。

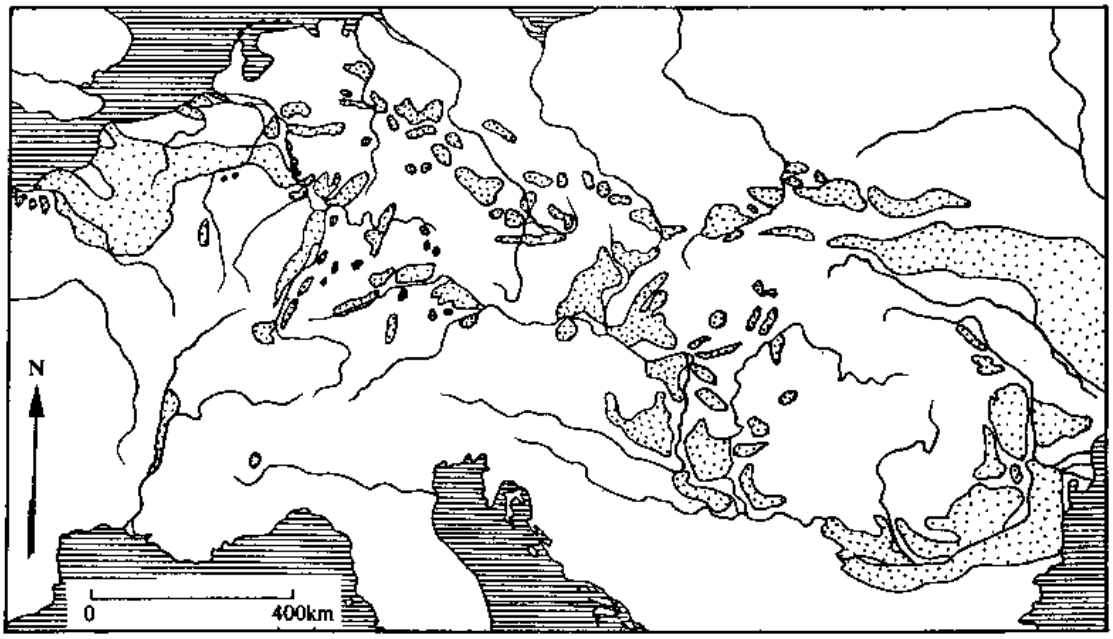


图 3 2　欧洲黄土分布示意图(引自参考文献[2])

中亚和中国黄土的分布通常与沙漠有关(图 3-4)。在中亚地区,从克尔克兹、喀萨克斯坦、乌兹别克斯坦、塔吉克斯坦到土库曼斯坦的广大地区为一宽广的黄土带,黄土呈毯状披覆于阶地、谷坡、冲积扇、山麓平原上,黄土堆积最大厚度可大于 200 m。在乌克兰和俄罗斯平原地区,黄土分布也很广泛,乌克兰的黄土带向西可一直延伸到波兰和德国。

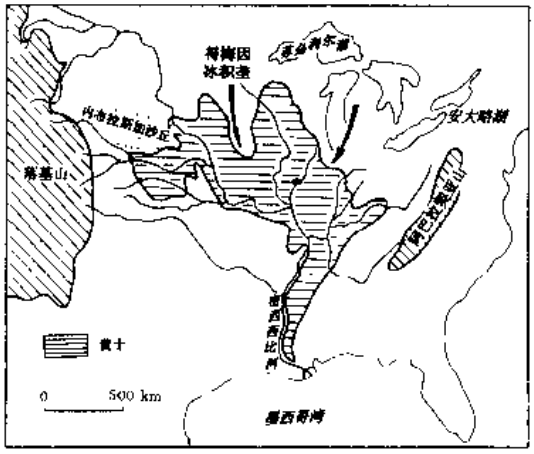


图 3 3　北美大平原和密西西比河谷地区黄土分布示意图(引自参考文献[2])

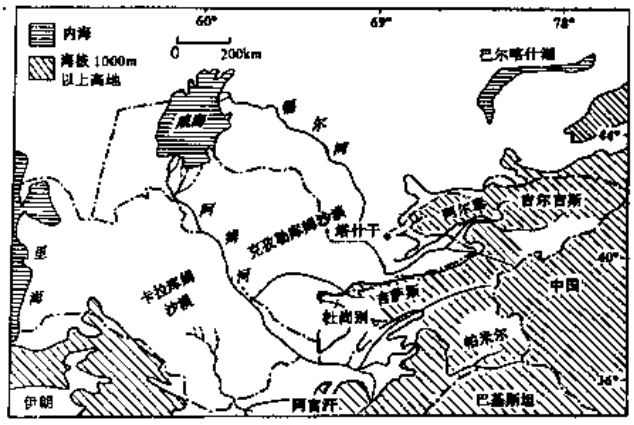


图 3-4　中亚主要山地、河流、沙漠分布示意图(引自参考文献[2])

中亚黄土主要分布于锡尔河、阿姆河流域、阿尔泰、吉萨斯和帕米尔等山地西坡的山麓和干草原地带。

在时间上,黄土堆积作用出现在第四纪,因此和第四纪气候变化、冰川作用之间有着密切的联系。中国黄土高原大量的有关黄土地层、年代和古生物等方面的综合研究证明,粉尘的堆积始于约 240 万年前,与全球气候变冷、冰川作用相一致[4~6]。有关中国沙漠形

成和演化的研究成果揭示，中国北方和西北地区的沙漠的形成在时间上和空间上都与黄土有关[7]。白垩纪晚期和第三纪早期，我国长期处于地壳稳定阶段，地势低平，广泛发育准平原。随着喜玛拉雅山构造运动的发展，中国发生地形分异，西北地区出现了塔里木、准噶尔、柴达木等巨大沉积盆地，蒙古高原则长期处于稳定或轻微下沉的状态。当时西伯利亚北部低地、中亚平原、伊朗、巴基斯坦、印度西北部都广泛发育浅海，有的海湾甚至可以伸入塔里木盆地南部，而喜玛拉雅地区为特提斯海所占据。由于地形起伏小、大气层厚度均匀，加之周围海洋的调节作用，使得我国第三纪初期为行星风系环流系统控制，气候带沿纬向分布，此时中国绝大部分地处亚热带气候环境中[8]。西北地区和长江流域则处于亚热带中部信风气候带内，常年为高温少雨的旱生化稀疏草原环境，在沙源丰富的盆地中，受东北信风的影响，发育风沙地貌。因气候干热，氧化作用强烈，风成砂多呈红色，因此推测与红色沙漠及广泛分布的红色风化壳相对应，其下风方向出现风成红土堆积。近年来黄土高原愈来愈多的关于红土的研究结果已为这一推测提供了许多证据[9~17]。丁仲礼等认为、，中国北方广泛分布的红土，不仅为风成，而且从其粒度的空间分布特征推断，红土的搬运动力为西风环流[18~19]。

随着地球轨道参数的变化，气温逐渐下降，大约在晚第三纪南极已出现冰盖。喜玛拉雅山和青藏高原的迅速隆起，既阻隔了赤道低纬地区向北极高纬地区热量输送，也使广大高原地区较平原地区损失更多的太阳辐射能，从而导致北极地区气温大幅度下降，并出现冰盖。北极冰盖的出现，使原先宽广的亚热带明显变窄，北部出现暖温带甚至温带。同时，伴随着青藏高原的隆起，特提斯海消失，欧亚大陆连成一片，中国东西部的干湿差异加剧。第四纪，随着全球气温的进一步下降，在北欧、北美和西伯利亚逐步形成巨厚的冰盖，包括我国在内的许多高山和高原区发育冰川。随第四纪冰期气候的波动，我国的环流形势和气候带也发生改变。冰期时，气温下降，水分以固态形式向高地集中，海平面下降，海岸线后退，大陆度增加，蒙古高压增强、南伸，副热带高压和夏季风减弱、南退。西北内陆盆地由于周围山地和高原的隆起，加之蒙古高压的影响，气候干旱，沙漠发展。根据古风成砂研究，自第四纪初，塔克拉玛干沙漠和鄂尔多斯高原等地地面已盛行与蒙古高压有关的东北风和西北风。与沙漠的发育一致，出现广泛的黄土堆积。可见，在中国，不论是风成红土还是黄土的分布，都与气候变化及沙漠的发生和发展密切相联系。

但 Smelly 等则认为，中国和中亚黄土的分布，与“高亚洲”的形成有关。“高亚洲”是地球上最高的地区，也是构造最活跃的地区之一。该地区巨大的能量变换造成的剥蚀作用和融冻循环导致的强烈风化作用，产生了丰富的粉砂物质，为中亚和中国黄土的形成创造了条件(图 3-5)。为此，Smalley 还认为，中亚和中国的黄土属于经典的“山地黄土”。如果没有印度和亚洲板块的碰撞，就没有“高亚洲”的抬升，就没有强烈风化带的存在，也就没有中亚和中国大面积分布的黄土[20]。不仅如此，正是“高亚洲”的存在，也为世界范围内粉尘的输送做出了贡献。与此形成对照，撒哈拉沙漠和澳大利亚的沙漠边缘则缺少连续和大面积分布的黄土，可能与其周围没有像“高亚洲”这样物质源区的存在有关。据报道，在世界上最大沙漠撒哈拉周围的半干旱和半湿润地带，主要分布着黄土状土，其形成时代为晚更新世至全新世(30～10 ka B. P.)，其成因多为洪积(Pluvial)，与冰缘带的“冷黄土”相反，被称之为“暖黄土”[1]。

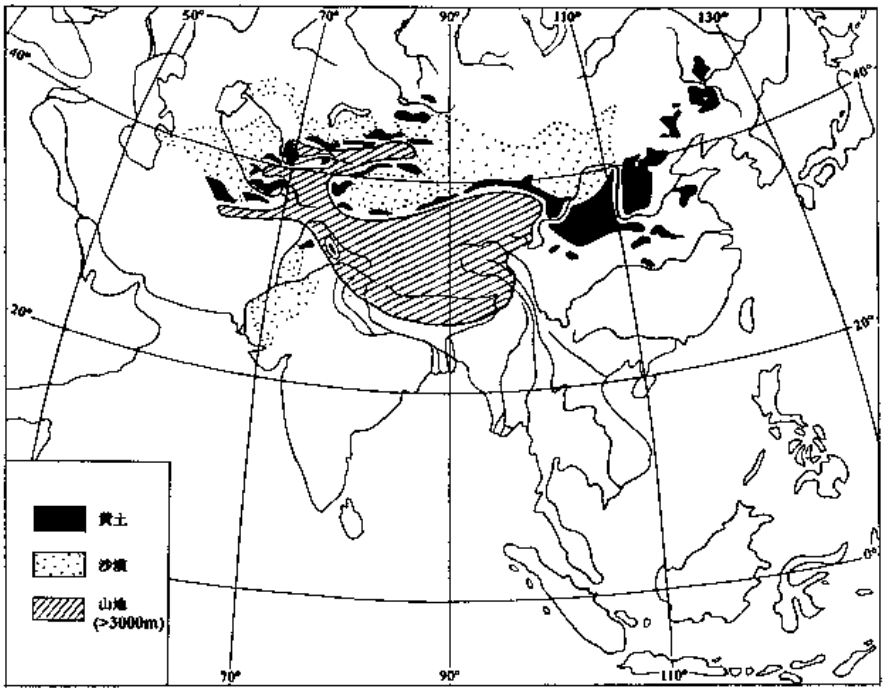


图 3-5 “高亚洲”地区黄土分布示意图(引自参考文献[20])

中国的黄土连同沙漠、戈壁一起大致分布于中亚干旱、半干旱区的南部(35°～45° N)[21]。黄土大致沿昆仑山、秦岭以北,阿尔泰山、阿拉善和大兴安岭一线以南分布,构成北西西－南东东走向的黄土带。黄土带的东段向南北两个方向展布,北到嫩江平原北部,南达长江中下游(图 3-6),面积达 44×10^4 km^2。黄土的分布在大轮廓上主要受山系的控制,表现为大面积披盖产出,堆积于不同类型、不同高度的地形面上,并随地形起伏而起伏,而且具有明显的沉积分选作用,即山地黄土粒度由低至高粒度由粗变细,而在盆地、平原和高原地区,黄土则由源区向着沉积区沿主风向向下游逐渐变细。就地形而言,在中国三级地形阶梯上,都有黄土分布。在最高一级的青藏高原,黄土以披盖式产出,覆于山顶、山坡和山谷中,厚约数米至数千米。在柴达木盆地,黄土分布于盆地东部的明山和昆仑山,黄土厚度由西而东减薄。在第二级地形阶梯上,黄土分布更为广泛。北起准噶尔盆地,南达太行山,构成了中国黄土的主体。位于中部的黄土高原则是中国黄土分布的中心,黄土厚度一般 100～200 m,最厚可达 318 m。不仅黄土堆积厚度大,而且地层完整,黄土基本连续掩盖了第三系及其他古老地层,形成全球最为典型的塬、梁和峁等黄土地形。大致以昆仑山、祁连山、秦岭、鲁东山区和辽东半岛山地一线为界,此线以北为干旱与半干旱地带,黄土沿东西方向呈长条状分布形成一宽窄不等的黄土带。黄土带以北,有较大面积的沙漠和戈壁分布,由北而南,在平面上戈壁、沙漠和黄土呈带状排列[22]。第三级阶梯－东部山前丘陵及平原区,特别是平原区,自第四纪以来接受了巨厚的黄土状土沉积,并与河湖相沉积构成互层,典型的黄土仅分布于该区域边缘山前丘陵地带,可及南京附近和渤海中的庙岛群岛。

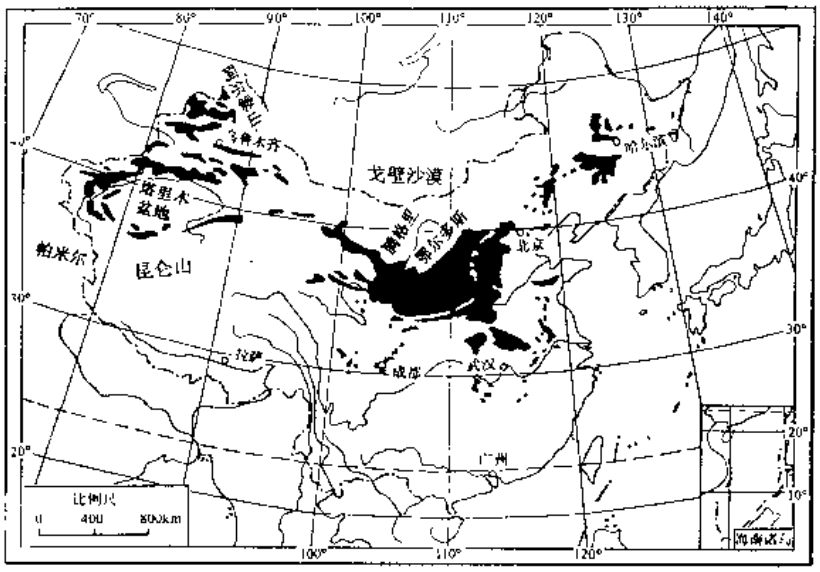


图 3.6 中国黄土分布示意图(引自参考文献[4])

第二节 新疆黄土分布规律

作为中国重要的黄土分布区之一,干旱内陆新疆黄土的分布与地形密切相关。分别位于天山南北的塔里木盆地和准噶尔盆地,四周为高山或高原所环绕,周围山地和高原的高度一般在海拔4 000 m 以上。山地与盆地中间地形高差巨大,地貌和沉积分带非常明显。由山地至盆地中心冰碛、冲积、洪积、风积和盐湖沉积由高到低呈带状分布。受地貌、气候和生物等因素控制,黄土主要分布在山地与盆地之间的过渡地带。具体来讲,新疆的黄土主要分布在准噶尔盆地以西的塔城地区、天山北麓、塔里木盆地南缘的昆仑山一阿尔金山北麓和伊犁地区,天山南麓和阿尔泰山南麓黄土分布十分有限,特别是在阿尔泰山南麓,除少量黄土状土沉积外,至今未见有关黄土沉积的报道。有人曾将新疆黄土按沉积特征的不同分为三个亚区,即天山以北的北亚区、天山以南的南亚区和新疆西部的西亚区(伊犁地区)[23]。据统计[4],在塔里木盆地和准噶尔盆地的黄土分布面积分别为34 400 km^2和15 840 km^2。

在南亚区,黄土主要分布于塔里木盆地南缘,西起英吉沙,东到克里雅,都有黄土分布。除水平覆于高阶地上外,黄土多披覆在山地迎风坡基岩斜坡上。在昆仑山北坡,黄土主要分布在海拔4 000~4 100 m 以下的山坡和谷地中,从新藏公路以东到若羌以南的山地都有分布,但以和田至民丰山区最厚,一般可达 10~20 m,民丰以东至若羌一带黄土较薄而且分布不连续。在牙门附近覆于海拔3 600~3 700 m 古冰碛上的黄土厚度可达 10~13 m[24]。在克里雅河,黄土主要分布于海拔2 500~3 400 m 范围内,厚度数米至十数米。3 400 m 以上,黄土厚度迅速减小,上限约为4 500 m 左右[25]。但在叶城和民丰之间,黄土最高可分布至4 900 m 的高山带。在昆仑山西缘的红旗拉甫山口和塔什库尔干之间海拔4 000 m 以下,黄土几乎成片覆盖于山体和高原之上,并在沟谷部位变厚。在西

昆仑山北坡，黄土分布高度由山麓2 000 m 左右直到4 000 m 以上，最高可分布到海拔5 340 m 处，但不连续，通常呈斑块状出现于河间地、冰碛台地和剥蚀面上，在4 000 m 左右的高山区厚度仅 1 m 左右[26]。塔里木盆地北缘，黄土主要分布在天山南麓西端，如阿克苏一带，厚度较薄。在保存较好的夷平面上，黄土分布较多，在古夷平面遭破坏的地区，黄土分布则较为零星[27]。天山托木尔峰地区的黄土，分布于山谷冰川堆积物的下游，分布高度2 500～2 800 m[28]。

在北亚区，黄土主要分布于天山北麓、准噶尔界山西麓、塔城盆地和博尔塔拉谷地。在天山北麓，海拔2 400 m 以下的中低山带、丘陵和山麓平原区，黄土都很发育。它以盖层的形式，掩盖了洼地、山地、丘陵和河谷阶地。大部分黄土披覆在冰水沙砾石和河谷高阶地上，部分直接覆盖在中生界之上。黄土沿山体走向呈北西西一南东东带状延伸，南北宽度约 50 km。各大河中游，黄土分布厚度最大，并由此向两端变薄[29]。在山地，黄土分布上限与森林下限一致。在丘陵地区，黄土分布高度 800～1 600 m，厚度不一。木垒至吉木萨尔之间，黄土厚度从东向西减薄，在英格堡河至开垦河一带，黄土厚约 20～30 m，到耿格尔、东白杨河一带厚约 10 m，再往西黄土逐渐尖灭；在乌鲁木齐附近，黄土厚度 0.5～30 m 不等，而在玛纳斯河与奎屯河之间，黄土厚度 10～20 m；在紫泥泉一带，黄土厚度可达 50 m 左右[30]。在准噶尔盆地以西地区，黄土主要分布在塔城盆地北侧，沿塔尔巴哈台山南麓黄土呈条带状分布，厚度也较大；塔城盆地之南至巴尔鲁克山北麓，黄土分布更加广泛，分布高程 800～1 200 m，其厚度也逐渐增大，变化于 5～55 m 范围内。额敏以东的山麓地带及裕民南巴尔勒克山山前地带黄土较厚，可见厚度 15～20 m，但在巴尔勒克山北坡仅有薄层黄土堆积。在博尔塔拉谷地，黄土大致分布于博乐城西 26 km 到城东 16 km 的范围内，其厚度由西向东变厚，在小营盘一带仅 2～3 m，到博乐城东可达 50～60 m。

作为新疆黄土分布西亚区，伊犁地区黄土分布也十分广泛，北起北天山南坡，南及南天山北坡，西至国境，东到巩乃斯谷地(图 3-7)。黄土主要分布在低山、丘陵和高阶地上，其上限大致与所分布区域的森林下限一致。山区，黄土披覆在不同的基底之上，并随下伏地形的起伏而变化，厚度多小于 20 m。而在不同的谷地和盆地中，黄土的分布特点也不相同。在昭苏盆地和特克斯谷地，黄土披覆在低山、丘陵和高阶地上，厚度多达 5～20 m，分布上限在1 900～2 100 m 之间。在喀什河谷地，主要分布在二级以上的高阶地上，厚度几米至几十米不等，并以海拔高、干燥度较小的东部沉积厚度大于海拔低而干燥度较大的西部为特征。在东部的二牧场一带，厚度大于 30 m，分布上限在1 900～2 100 m 之间。在伊犁谷地北侧，黄土披覆于科古琴山和博罗霍洛山南麓的山前地带，形成长岗状地形，厚度 10～30 m，分布上限由西而东由低变高，西部为1 200～1 600 m，东部为1 800～2 000 m。厚度也西厚东薄，东部仅 2～16 m，西部为 19～30 m[31]。在伊犁谷地南侧伊什基里克山北麓的低山和丘陵区，黄土直接披覆在侏罗纪地层之上，分布上限为1 700～1 800 m。在黄土集中分布的巩乃斯谷地，分布高度为 800～1 900 m，但主要分布在 900～1 500 m 的低山、丘陵和高阶地上，厚度十至几十米不等，据新疆水文地质大队资料，在则克台地区，厚度超过 80 m[32]。在纵向上，黄土的分布顺谷地方向由东到西呈透镜状，即中间厚而两侧薄。在横向上，从谷地至山地，也有类似的分布规律，即以山前丘陵区黄

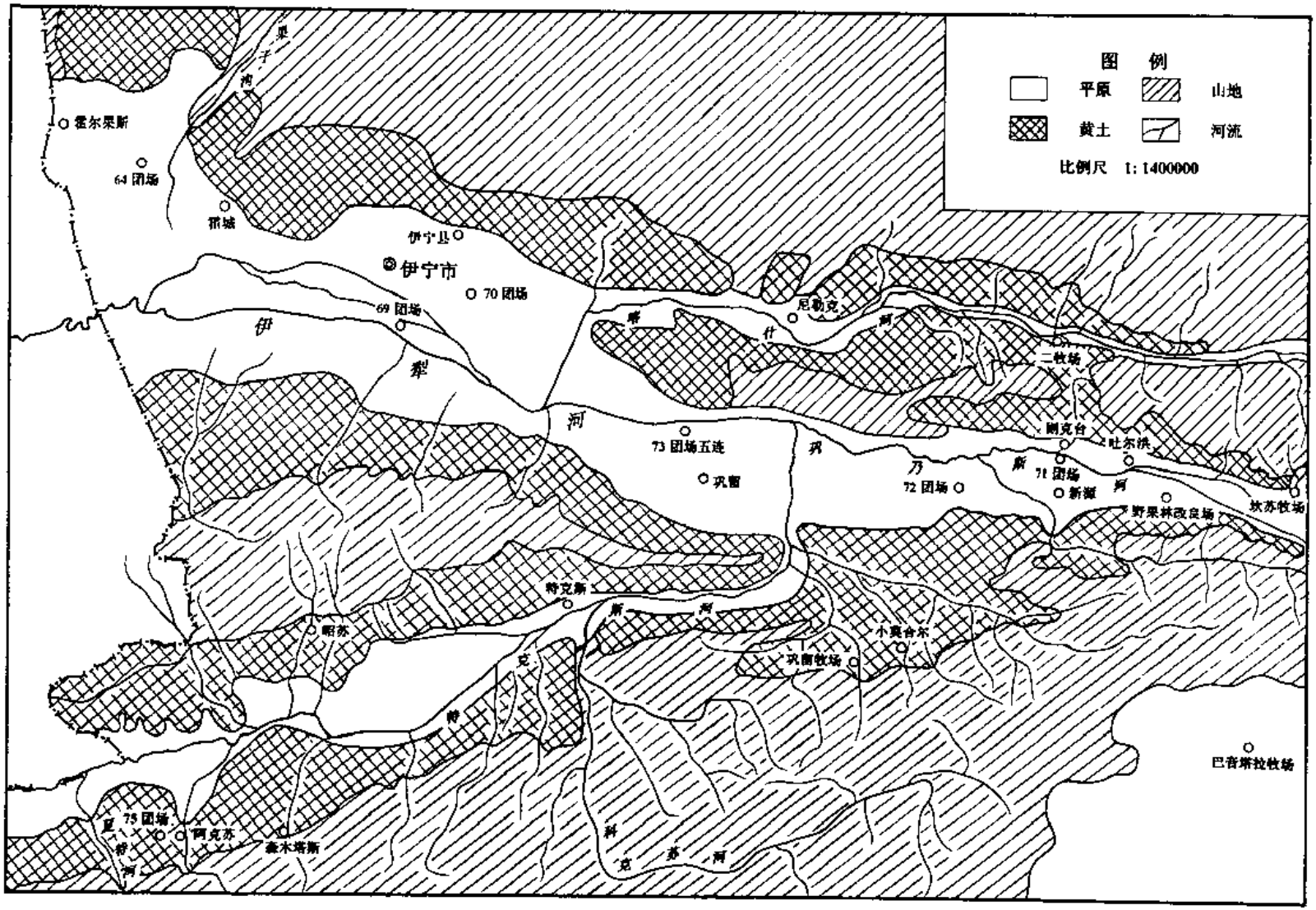


图 3-7　新疆伊犁地区黄土分布略图

土分布最集中且厚度最大。

第三节　新疆西风区黄土形成环境

有关风成黄土形成过程的研究表明，黄土的堆积与形成，不仅需要有利的动力条件和丰富的物质来源，而且还需要有适宜的沉积条件和堆积场所[33]。M. Pecsi 认为，黄土的分布与一定的地理环境相适应，即黄土主要分布在温带半干旱的草原和森林草原地带[1]。这是因为首先植物的生长不仅对风携带的粉尘起截获作用，同时还通过"黄土化"而使粉尘稳定下来并转化为黄土；其次半干旱的气候条件也十分适宜于黄土的形成，一方面适量的降水使易遭侵蚀的粉砂沉积得以保留，另一方面适量的降水也是黄土化作用不可缺少的条件。综观世界黄土的分布，在极端干旱的荒漠区常常缺少黄土，而在半干旱的荒漠区外围则是黄土的重要分布区。不难理解，在极端干旱的气候条件下，空气湿度小，植被稀疏，粉尘难以停留，即使粉尘沉积下来，因缺少障碍物的截获作用和黄土化作用也会被再次搬运。H. Tsoar 和 K. Pye 也曾用中亚、中国等沙漠外围半干旱区黄土带的分布以及撒哈拉等其他沙漠边缘缺少黄土沉积的事实来说明植被在黄土形成中的重要性[34]。Burkhard Frenzel 通过对中欧黄土的研究指出，最适宜于黄土形成的气候条件是：年降水 250～300 mm，最热月平均温度 20～22℃，最冷月平均温度－15～－20℃，与这种气候条件相对应的种群多样的干草原或荒漠草原植被则是粉尘堆积和黄土形成的理想下垫面[35]。A. E. Dodonov 在研究中亚地区的黄土时也曾注意到，黄土的分布与沙漠密切相关，在从中东到中国北部，北纬 30°～45°的黄土分布区，其气候条件为：年平均温度 10℃，年降水变化在 200～600 mm 之间[36]。从上述伊犁地区黄土的空间分布规律可知，黄土连续分布且具有一定厚度的地段正是与上述气候条件类似的有利干粉尘堆积和黄土形成的干草原和荒漠草原地带。总之，伊犁地区不论是物源、地形还是气候、植被等都有自身的特点，从而为该区域黄土的形成和广泛分布奠定了基础。

一、丰富的物质来源

伊犁地区西邻中亚荒漠区（图 3-8），降水少，植被盖度低，多尘暴和沙尘天气（图 3-9）。在伊犁河中、下游沿岸，既是大面积细粒沉积物的分布区[37]，又为荒漠草原灰钙土分布区。在荒漠草原植被组成中，中亚短命植物占优势，夏季大量死亡，从而大大减低了植被覆盖度。据伊犁地区土壤的粒度分析资料，在半干旱草原、荒漠草原土壤中，小于 0.01 mm 组份含量可达 50%～70%，即土壤中含有丰富的可供风吹扬的细粒物质。事实上，中亚地区为气旋多发生区。因此，只要有适宜的天气系统和土壤湿度，伊犁河中、下游地区就可能成为丰富的粉尘源区。

二、有利的地形

伊犁地区的地形条件十分有利于粉尘的沉降。首先，伊犁地区三面环山，向西开敞，其东部为南天山和北天山的收敛复合处，地形闭塞，携带粉尘的西风进入盆地后受地形的

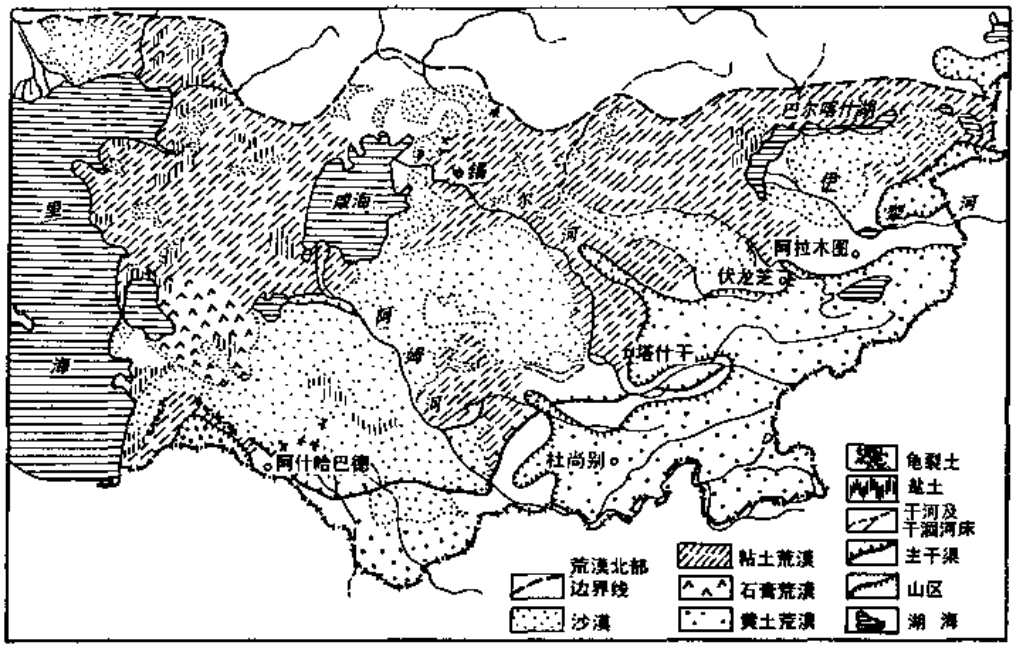


图 3-8 中亚荒漠分布略图(引自参考文献[37])

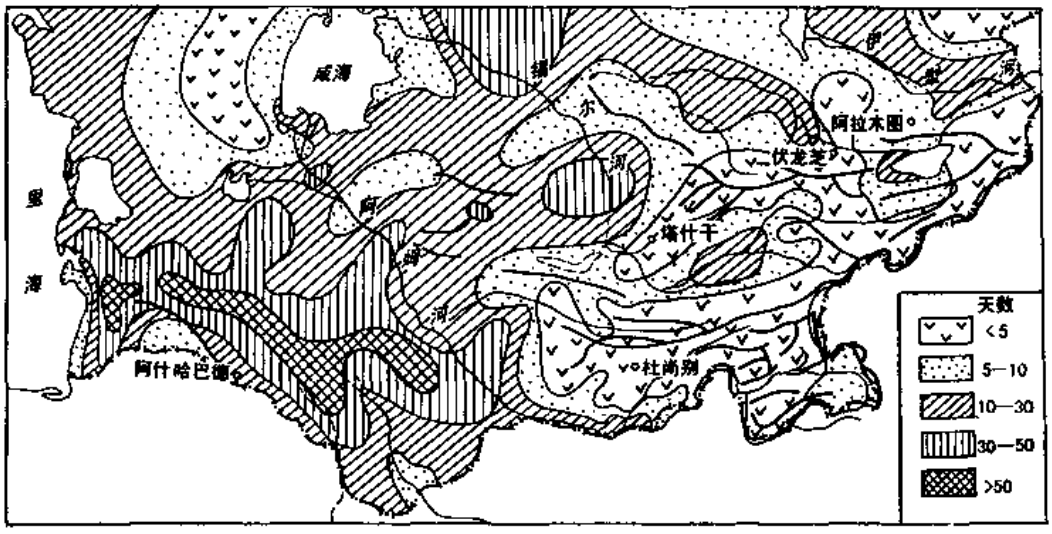


图 3-9 中亚沙尘发生天数分布图(引自参考文献[37])

影响,风力减弱,粉尘便于迎风坡发生沉积;其次,盆地由西向东随海拔的增高降水量增多,蒸发减少,故空气湿度也逐渐增大,从而成为促使粉尘发生沉降的又一有利因素。关于黄土分布上限是一个十分有趣的现象,但到目前为止研究程度很低。黄土的分布高度显示,虽然不同山地,黄土的分布上限并不相同,但大多和森林带的下限一致。如在天山北麓,分布上限大约为2 000～2 200 m;在昆仑山北坡,其上限可高达4 500 m;在帕米尔高原为4 000 m;在西邻的中亚地区为2 000～2 500 m。事实上,在森林带以上的中、高山区可能都有粉尘降落,但黄土沉积却极为稀少,推测与中高山带的地形及气候特点密切相关。中高山带山体坡度大,河流深切形成 V 形谷。如南天山北坡中山带山体坡度 19°～

24°，高山带 50°～60°，森林带降水丰富，在伊犁地区多大于 500 mm，最大超过1 000 mm，因此径流侵蚀切割作用强烈。显然，中山带不具备粉尘堆积的稳定地貌和气候条件，粉尘降落后多被侵蚀、搬运、再堆积形成次生黄土。另一方面，中山带水热条件适宜，成壤作用强烈，未被侵蚀的粉尘也难幸免于成壤作用的同化，故而中山带不利于黄土的形成。高山带，虽然降水不及中山带丰富，但冰川作用和寒冻风化作用强烈，山体陡峭，冰雪的消融、岩屑的运动都易导致粉尘被侵蚀，因此也不利于粉尘的堆积与黄土的形成。一般在草类生长茂密的草原、草甸地带和过分干燥的荒漠地带，黄土也难形成。如在极端干旱的情况下，地表缺少植被，较小的地面糙度和空气湿度都使粉尘不易沉降，即使沉降至地面，也会被再搬运。可见，黄土的分布，严格受沉积区地貌分带和环境的控制。森林线以下的低山丘陵、平原区地形坡度小，流水切割作用弱，又是干草原和荒漠草原分布区，因此最适宜于粉尘堆积和黄土形成。

三、适宜的环境

从伊犁地区黄土的空间分布特征可知，黄土连续分布且具有一定厚度的地段为干草原和荒漠草原地带。这些地带年平均降水量 200～500 mm 之间，它既能满足荒漠草原与草原植被的生长需要，又不具很强的侵蚀能力。同时，在于草原和荒漠草原地带，适当的植被盖度一方面可截获粉尘，而另一方面相对干旱的气候又不至于使粉尘迅速发生成土作用而形成土壤。不仅如此，伊犁地区降雪占年降水量的三分之一，积雪不但保护植被越冬，而且融水的侵蚀力也远不及降雨。伊犁地区的自然带随着地形的变化而变化，由西向东依次分布着荒漠、荒漠草原、干草原、草原和森林带。塔里木盆地戈壁与绿洲在同一时间、同一高度同一风向上的降尘量的观察发现，绿洲降尘量是戈壁的近三倍[38]。很显然，植物的存在和绿洲上空的湿度不仅有利于粉尘的沉降，而且有利于粉尘的累积。伊犁地区属于半干旱区，空气的湿度和荒漠区的绿洲相近或较之更大。不言而喻，伊犁地区，特别是东部，较高的空气湿度和植被覆盖度都是促使粉尘沉积的有利条件。除此之外，伊犁地区年平均风速偏小，且常出现静风天气，从而给大气粉尘沉降提供了一个较为理想的气象条件。由于黄土的形成仅有粉尘的沉降和累积还不够，还需要有合适的环境使粉尘通过“黄土化”作用而最终转化为黄土。伊犁地区气候条件有利于(降水量 200～500 mm、年平均温度 10℃左右)灰钙土和栗钙土的发育，其成土过程以碳酸盐化作用占优势，换言之，伊犁地区的气候环境十分有利于“黄土化”作用进行。

综上所述，伊犁地区不仅有丰富的粉尘物质来源，而且存在有利的粉尘累积条件和适宜的“黄土化”环境，三者的综合作用导致伊犁地区成为新疆重要的黄土分布区。

参考文献

1 Pecsi, M. Loess is not just the accumulation of dust. Quaternary International, 1990, 7/8:1～21.

2 Pye, K. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press, 1987.

3 Smalley, I. Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. Quaternary Science Review, 1995, 14: 645～651.

4 刘东生等. 黄土与环境. 北京：科学出版社，1985.

5 Ding, Z. L., Rutter, N. W., Liu, D. S. Pedostratigraphy of Chinese loess deposits and climatic cycles in the last

2.5 Ma. Catena, 1993, 20: 73～91.
6 Ding, Z. L., Rutter, N. W., Han, J. T. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma over eastern Asia. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1992, 94:223～242.
7 杨景春编. 中国地貌特征与演化. 北京:海洋出版社,1993.
8 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会编. 中国自然地理－古地理(上册). 北京:科学出版社,1984.
9 朱日祥等. 红粘土的磁学性质. 第四纪研究,1996,(3):232～237.
10 曹家欣等. 晋东南"红土"的成因与时代. 北京大学学报(自然科学版), 1984, (5):88～96.
11 石宁等. 晋东南王宁R红土剖面的磁性研究及其形成时代与环境. 第四纪研究, 1994, (2): 183～189.
12 罗运利. 离石丰义黄土剖面2.56 Ma BP前后地层岩性特征. 见:中国第四纪地质与环境. 北京:海洋出版社, 1997:92～98.
13 陈明扬等. 南极冰盖与中国的风尘堆积. 第四纪研究,1990, (3):261～271.
14 刘秀铭等. 中国黄土磁化率各向异性与成因及其对第四纪研究的意义. 中国科学(B), 1989, 19(4):441～448.
15 赵景波. 西安和山西保德第三纪晚期红土的研究. 沉积学报, 1989, (7):113～120.
16 丁仲礼. 黄土高原红粘土成因及上新世北方干旱化问题. 第四纪研究,1997,(2):147～157.
17 孙东怀等. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与古气候变化. 中国科学(D),1997,27(3):265～270.
18 丁仲礼等. 黄土高原红粘土成因及上新世北方干旱化问题. 第四纪研究,1997,(2):147～157.
19 Ding, Z. L. *et al*. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 161:135～143.
20 Smalley, I. Possible formation mechanism for the modal coarse-silt quartz particles in loess deposits. Quaternary International. 1990, 7/8: 23～27.
21 刘东生,安芷生,袁宝印. 中国的黄土与风成堆积. 第四纪研究,1985,6(1):113～125.
22 刘东生,张宗祜. 中国的黄土. 地质学报,1962,42(2):1～14.
23 腾志宏. 新疆黄土的某些特征及其形成条件的初步认识. 西北大学学报,1986,16(1):69～75.
24 高存海,张青松. 试论昆仑山北坡的黄土沉积环境. 干旱区地理,1991,14(3):9～17.
25 杨小平、克里雅河流域风成物质的粒度分析与讨论. 第四纪研究,1999,(4):373～379.
26 王富葆. 喀喇昆仑山－昆仑山地区的粉尘堆积. 见:刘东生等编. 黄土－第四纪地质－全球变化,第三集. 北京:科学出版社,1992:108～115.
27 刘东生等. 中国的黄土堆积. 北京:科学出版社,1965.
28 中国科学院登山科学考察队主编. 天山托木尔峰地区的地质与古生物. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1985.
29 张云林. 天山北麓的黄土. 新疆地质,1981,(2):21～39.
30 冯先岳,吴秀莲. 北疆黄土与黄土状岩石. 见:新疆第四纪地质与冰川地质论文集. 乌鲁木齐:新疆人民出版社, 1981:67～80.
31 中科院新疆地理所编. 天山山体演化. 北京:科学出版社,1986, 156.
32 张鸿义等. 天山北麓的黄土地层与古气候. 见:干旱区新疆第四纪研究文集. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1985:95～107.
33 Pye, K. Nature, origin and accumulation of loess. Quaternary Science Reviews, 1995, 14: 653～668.
34 Tsoar, H. and Pye, K. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology, 1987, 34: 139～150.
35 Burkhard, F. On the vegetation of the glacial loess-steppe in Europe and on its bioproduction. In: Aspects of loess research, edited by Liu Dongsheng. China Ocean Press, 1987, 107～120.
36 Dodonov, A. E. and Baiguzina, L. L. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects, Quaternary Science Review, 1995, 14: 707～720.
37 中科院新疆畜物土壤沙漠研究所图书情报室、沙漠室编译. 独联体国家荒漠化综合治理. 乌鲁木齐:新疆大学出版社. 1993.
38 刘玉璋, 塔里木盆地南缘策勒县大气沙尘的初步观测与研究. 见中国第四纪冰川与环境研究中心等编:中国西部第四纪冰川与环境. 北京:科学出版社,1991.

第四章　黄土的物质组成与结构特征

第一节　岩性特征

由于黄土主要为风搬运沉积而形成的沉积物，因此世界各地的黄土常常具有类似的岩性特征。刘东生等在《中国的黄土》[1]一文中将黄土高原典型黄土描述为："一般呈灰黄到微红黄色，块状，不具肉眼可见的层理构造，多具大孔，颗粒较均匀一致，极少见含有砂及碎石，较松软，易被揉碎，常形成直立的陡壁，在埋藏土壤层下有钙质结核。"

伊犁地区的黄土就总体而言也具雷同的岩性特征，即多为淡黄或浅淡黄色(2.5Y8/3～8/4)，疏松多孔，无层理，颗粒均匀，不含砾石。除坡积黄土外，均无砂或砾夹层[2]。普遍含有1～3层红棕色古土壤层。黄土中普遍含有陆相软体动物蜗牛化石，有些地段埋藏有草原、森林草原型动物化石。黄土中富含碳酸盐，在剖面土常可见到白色碳酸盐假菌丝体和沿根孔淀积的斑状白色碳酸盐聚集体，有些层段可见到直径0.5～1.0 cm的碳酸盐结核。有较好的渗透性，遇水易垮塌，因此在山坡上常可见到黄土滑坡体和崩塌。在黄土分布区，冲沟等黄土侵蚀地貌发育，并常于沟边形成直立陡壁。但不同区域中，自然条件不同，黄土的岩性特征也存在差异。

在伊犁谷地，博罗霍洛山南麓，黄土较粗，为灰黄色，非常疏松。在喀什河谷地，黄土西粗东细，淡黄至浅淡黄色，质地均匀，易碎，未见明显的钙淀积层，垂直解理发育，黄土中所含蜗牛化石较少。在东部黄土剖面中见一层不明显的古土壤，其中散布有不多的蜗牛化石有，黄土层与下伏的沙砾石层为不整合接触，西部未发现古土壤。黄土碳酸盐含量16%～20%，在剖面土无明显变化。在昭苏盆地，黄土色稍偏红(10YR8/3～8/4)，较细，剖面上有较多的钙结核分布，直径0.5～2.5 cm，形状不规则。碳酸盐含量9%～34%，其值普遍较喀什河谷地为高。在特克斯谷地中，黄土中也有结核散布，但直径较昭苏盆地小，且易碎。在巩乃斯谷地，黄土为淡黄色，质地均匀，钙结核少见，碳酸盐的淀积形式以假菌丝体和白色斑点以及沿根孔或虫孔淀积的管状、蠕虫状白色淀积物为主，易碎。黄土中普遍含有蜗牛化石，在古土壤层中蜗牛化石含量较黄土中为多，蜗牛壳常均匀散布于黄土或古土壤层中，据有关专家鉴定，化石的种类主要为华蜗牛①。黄土层碳酸盐含量15%～23%，不论是在平面上还是在剖面上碳酸盐含量变化不大。古土壤层碳酸盐含量3%～20%，因地因层而异，区别较显著。

在山坡上，黄土剖面中有时可见到角砾夹层，黄土中也混有角砾。

---

① 蜗牛化石由北京地质所吴乃琴博士鉴定.

第二节　粒度特征

一、粒度分析方法

黄土粒度样品的分析是在西安205研究所，使用英国生产的Marlvene激光粒度分析仪完成。为使样品充分分散，分别用盐酸和双氧水进行前处理，以去除碳酸盐和有机质，然后加入偏磷酸钠置于超声波仪土进行分散5～10分钟，对分散后的样品进行显微镜下观察证明，经上述处理后的样品均已充分分散。最后，将分散好的样品稀释，并在粒度仪土进行粒度测量。粒级范围180～0.2 μm，间隔0.3 Φ。

二、黄土的粒度组成

为进行该区域黄土沉积特征的对比，野外从东至西，从山区到平原进行了系统的黄土采样工作，样品均采自距地表50～100 cm范围内。粒度分析结果表明，伊犁地区的黄土粒度组成中以粉砂(63～4 μm)占优势，其含量变化范围为62.55%～84.71%，且90%以土样品粉砂含量大于70%；粘粒含量变化于11.95%～33.73%之间，大于20%的样品可占95%；极细砂的含量1.05%～9.73%，其中80%样品砂含量小于5%[3]。按照沉积物三因分类法，伊犁地区黄土多属粉质亚粘土(图4-1)。东部的巩乃斯谷地，特克斯谷地和昭苏盆地黄土属粉质重亚粘土和粉质中亚粘土；喀什河谷地东部为粉质中亚粘土，而西部为粉质轻亚粘土；伊犁谷地的黄土多属粉质轻亚粘土和粉质亚沙土。

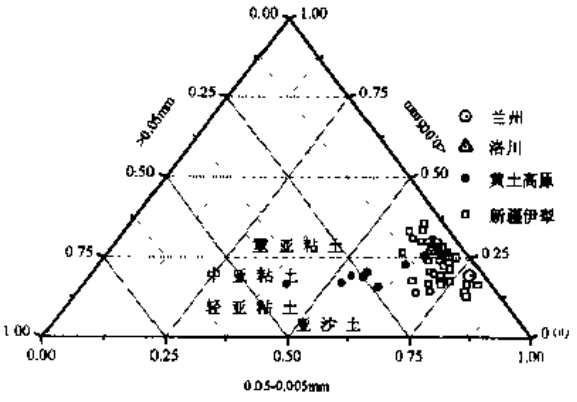


图4-1　新疆伊犁黄土粒度组成三角图

将伊犁地区黄土与黄土高原黄土进行对比不难发现，二者在粒度组成上是有差别的。从伊犁黄土样品的采样深度推测，所分析样品均属晚第四纪黄土。如表4-1所示，与东部的马兰黄土组成大体相同，50～10 μm含量45%～60%，10～5 μm均小于10%，小于5 μm者含量一般为15%～25%，很少大于30%。对大气降尘颗粒的分析表明，降尘的粒度组成与马兰黄土基本一致[4]。通过换算可知，伊犁地区的黄土虽在50～10 μm范围内与东部季风区黄土差距不大，但进一步细分发现，10～5 μm含量却明显高于东部，其变化范围为10.17%～23.75%，且有90%样品这一粒组含量大于15%。再者，小于5 μm含量也均较东部为高，其中约有90%样品大于或约等于20%。显而易见，伊犁地区黄土多较典型的东部季风区马兰黄土为细，但与兰州黄土(L_4～L_6)[5]及偏南的洛川剖面黄土样品的粒度组成极为接近。与天山北麓(北亚区)黄土[6～7]相比，伊犁黄土除西部外，大于50 μm粒级含量较天山北麓为低。在新疆黄土南亚区，分布在阿尔金山、昆仑山中低山的黄土粒度组成以粗粉砂和砂含量占优势，

为典型的砂黄土[8]，明显较伊犁地区东部的黄土为粗，而与伊犁最西部的黄土的粒度组成类似。由此可见，在新疆三个不同的黄土分布亚区中，黄土的粒度组成不尽相同。

表 4-1　北疆地区黄土与东部季风区黄土粒度组成对比表(单位：%)

		产地	粒径 (mm)				
			0.05～0.005	>0.05	0.05～0.01	0.01～0.005	<0.005
新疆	西亚区	巩乃斯谷地 DB-9	65.9	5.8	46.4	19.5	28.3
		巩乃斯谷地 DB-6	70.9	6.6	55.3	15.5	22.6
		巩乃斯谷地 ZKT-4	71.2	7.8	55.7	15.5	21.0
		巩乃斯谷地 DB-1	69.4	6.6	54.4	14.9	24.0
		巩乃斯谷地 DB-20	72.0	8.7	53.1	19.0	19.3
		巩乃斯谷地 DB-14	72.2	13.5	61.8	10.4	14.3
		喀什－伊犁谷地 DB-13	71.5	5.0	53.8	17.8	23.5
		喀什－伊犁谷地 尼勒克水泥厂①	62.8	12.3	53.7	9.2	24.9
		喀什－伊犁谷地 二牧场北①	58.2	10.4	45.0	13.3	31.3
		喀什－伊犁谷地 伊宁县①	58.6	19.8	48.4	10.3	21.6
		喀什－伊犁谷地 霍城果子沟①	48.8	27.7	45.9	2.9	23.5
		喀什－伊犁谷地 DB-21	64.2	31.1	58.9	5.3	4.7
		特克斯谷地	72.3	11.5	53.7	18.6	16.3
		昭苏盆地	64.6	6.6	42.6	22.0	28.8
	北亚区	塔西河水文站①	57.8	15.0			27.2
		三屯河①	50.0	20.6			29.4
		宁家河大桥①	70.2	14.8			15.0
		石门子①	66.5	14.8			15.5
		老奇台②	51.0	25.3	44.8	6.2	23.8
	南亚区	脱坡拉尕特③	52.5	18.9	42.5	10.0	28.6
		阿合达坂③	50.3	30.8	47.3	3.0	18.9
		普鲁村③	46.1	39.4	38.3	7.8	14.5
黄土高原④		山东	64.7	9.0	56.0	8.7	25.7
		山西	53.6	27.2	46.4	7.2	19.1
		陕西	52.6	30.3	45.9	6.7	17.0
		洛川	65.8	6.8	53.3	12.5	27.4
		甘肃陇东	60.7	23.6	54.1	6.6	15.7
		甘肃陇中	56.4	25.0	48.8	7.6	18.6
		甘肃陇西	56.1	23.5	47.4	7.8	20.4
		榆达木	41.3	41.9	33.6	7.6	16.8
		离石－午城黄土	62.8	14.1	52.8	10.0	23.0
		兰州黄土(L_4～L_6)⑤	77.83	2.62	66.51	11.32	19.6

①摘自参考文献[6]；②摘自参考文献[7]；③摘自参考文献[8]；④摘自参考文献[4]；⑤摘自参考文献[5]

将伊犁黄土粒度组成与世界各地黄土相比，伊犁黄土的风成特征也是很明显的。A. E. Dodonov 指出，中亚黄土具有均一的粒度组成，不论是老黄土还是新黄土，其粒度组成都很相似，粗粉砂含量 43%～65%，细粉砂含量 15%～25%，粘土含量 15%～40%[9]。显然，伊犁黄土的粒度组成与中亚十分接近。K. Pye 也曾提出，典型的未风化的黄土主要由 10～50 μm 大小的粉粒组成，砂含量小于 10%，粘土含量小于 20%。如砂含量大于

10%，则称为砂黄土，而粘土含量大于 20%，则定义为粘黄土[10]。

另据风洞研究成果[4]，50～10 μm 则是风悬浮搬运的“基本粒组”，而小于 5 μm 者在没有粗颗粒掺杂下不易扬起。在中性大气的中等风暴里，20 μm 的颗粒不可能迁移到离源区 30 km 以远的地方，而小于 10 μm 的颗粒则可被搬运到数千公里之遥的其他地区，但在极端风暴条件下，20～30 μm 的颗粒搬运距离可达3 000 km 以上。事实上，中性大气很难存在，自然界中大气常处于不稳定条件下，故空气的悬浮能力将增强。因此，Pye 认为，远源粉尘形成的黄土较典型黄土为细[10]。刘东生等对源自1 500 km 以外中国北部荒漠的现代大气降尘的研究也揭示，大气降尘中小于 30 μm 组份占优势[11～12]。在伊犁地区的黄土样品中，除喀什河谷地西部和伊犁谷地的样品外，黄土粒度组成中大于 50 μm 组份含量多未超过 10%。与黄土高原及新疆其他黄土亚区黄土粒度组成相比，不但 50～10 μm 组份略占优势，而且 10～5 μm 组份也占有较高的比例。从伊犁黄土组成中小于 30 μm 粒径含量平均高达 75.28%、小于 15 μm 者平均约占 54%、小于 10～5 μm 粒组明显高于其他地区推测，远源粉尘对该区黄土的形成具有重要意义。

对于黄土组成中小于 5 μm 的粘粒，有人认为主要是碎屑成因的，是由黄土物源区携带而来，并称之为“挟持粒组”[13]。但也有人证明，粘粒组是易变动的次生粒组，其数量随风化成壤作用的发展而增加，而被风化的粉砂粒组含量将有所减少[14]。还有人提出，黄土中粘粒含量与粉尘沉积速率有关，沉积速度愈慢，风化作用愈强，粘粒含量愈高，相反，黄土沉积速度快，表面与大气作用时间短，风化作用弱，沉积后的“改造作用”小，因此，更多地保留了源区的特点。另一方面，如果粉尘沉积于湿润或半湿润地区，黄土将富含粘土并形成土壤发生层，如以色列南部的半干旱带的晚更新世黄土粒度组成中粘粒含量高达 60%，并含有多层钙积层[10]。Pye 和 Tsoar 曾提议用一图解模式来解释黄土特征随假设的环境梯度而变化（图 4-2）[15]。按该模式，沉积粉尘的粒径随着距沙漠源区距离的增大而变小，而粘土矿物和碳酸盐含量却增大，因为这些矿物在细粒级中较石英和长石要相对富集。随着降水量在于旱区的增加，与沉积作用同时出现的风化和淋滤作用也随之增强。但距源区一定距离到达图 4-2 中的 Y 点时，风化速率将等于粉尘的堆积速率，而超过这一距离，整个黄土剖面将发生风化和明显的成壤作用，表现为粘粒含量增加、原生碳酸盐淋失以及次生钙积层的形成。

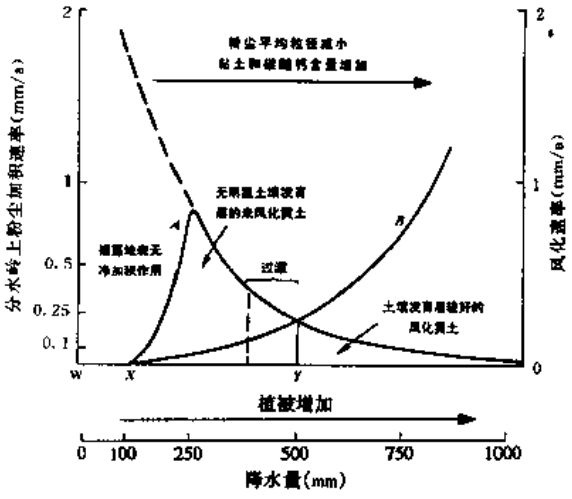


图 4-2 黄土特征随环境梯度变化图解模式示意图（引自参考文献[15]）

众所周知，风化成壤作用与水热状况密切相关，就整体而言，伊犁地区的水热条件不及黄土高原，如黄土高原的现代地带性土壤为黑垆土，而伊犁地区为灰钙土，虽然在东部的巩乃斯谷地，黄土形成的生物气候条件与黑垆土极为相似，但水热配置有别。因为黑垆土分布区夏季温暖多雨，冬季干寒；恰恰相反，伊犁地区夏季干旱，冬、春季湿润。相比之

下，如果在类似的气候环境、并具有相同的粉尘沉积速率的条件下，黄土高原特别是东南部的气候条件更有利于黄土堆积后次生粘土粒组的形成，因为在同样年降水的情况下，降水集中在夏季比集中在冬季对促进矿物转变更为有效。因此伊犁地区在类似现代气候条件下由次生风化成壤作用所产生的粘粒应低于黄土高原，而且黄土堆积过程中成壤作用是很微弱的。由此推论，伊犁地区黄土中小于 5 μm 粒组中主要是来自源区，即碎屑成因或仅有极少一部分有风化成壤作用所致。也就是说，伊犁地区的黄土较黄土高原黄土远源物质成份所占比例为高，西风环流在该区粉尘远源输送中扮演着重要角色。

三、黄土的粒度分布曲线与粒度参数

(1) 频率与累积曲线　沉积物的粒度频率曲线和累积曲线普遍被用来表征样品的粒度特征。累积曲线指示了大于或小于某一粒径的组分含量随粒度总体的变率，不同成因的沉积物其累积曲线的形态不同。正态分布的粒度总体的累积曲线为一对称的"S"形，众数值愈大，"S"形愈陡，相反，众数值愈小，"S"形愈缓。偏态分布的样品其累积曲线为不对称的"S"形，正偏态曲线，"S"形细粒尾端长，而负偏态曲线，"S"形的粗尾端长。频率曲线反映了各粒级对总体的百分比。沉积物的颗粒大小，一般符合于搬运介质的主要速度，因此频率曲线多为单峰型。粒级分布愈集中，频率曲线峰态愈窄，分选愈好，反之愈差。单峰的频率曲线通常出现在只有单一的碎屑物来源、而且经过较长距离搬运的沉积物中，而频率曲线为双峰或多峰，其形成原因可以不同[16]。伊犁地区黄土粒度的分布以突出的第一众数、正偏态、有一较长的细尾为特征(图 4-3)。伊犁黄土的这种特征说明粉尘在沉积之前，经过充分混合并在长途搬运过程中被分选，所以第一众数十分显著。但从频率曲线不难看出，由众数值向两端粒度变化速率不同。由众数值向粗粒端，粒径迅速减小，曲线平滑而陡峭；由众数值向着细粒端，粒径的减小速度较缓慢，且在 1 μm 附近出现一拐点，因此，曲线变得不平滑。

近年来有人对黄土高原第三纪红粘土进行了较深入的研究，并与第四纪黄土进行对比发现，红粘土与第四纪黄土具有不同的粒度特征。按粒度分布曲线的不同，红粘土可分为四种类型，第一类与黄土类似，为正偏态；第二类仍然为正偏态，但粒度分布范围较黄土小；第三类是负偏态，其主要组分集中在细粒端；第四类为对称分布。但就总体而言，红粘土的粒度组成以对称型为主，其次为正偏态，粒径较黄土细而且分选好。而黄土都属正偏态曲线，主要组分集中在粗粒端，并在细粒端有一个较长的尾巴，全样只有一个明显突出的峰值(mode)，但经常有第二个不明显的峰值存在，指示黄土总体可能由至少两种不同的分量构成。由于第二分量的众数一般在 2～3 μm，易与次生成壤作用产生的粘粒混淆，但成壤作用产生的多为胶体和盐类，所以为摸清第二组分的成因，有人曾进行了黄土中纯石英颗粒的粒度分析，其结果与黄土样品基本一致，即第二分量在碎屑石英颗粒粒度分布曲线上表现得同样明显。从而确定黄土中对风动力也具有指示意义的第二分量的存在。另据黄土样品不同分量的函数拟合结果，也证明黄土粒度中存在着第二分量，并认为该粒组可能为远源组分[17]。通过比较发现，伊犁黄土的粒度频率曲线与黄土高原红粘土的频率曲线不同，而与黄土十分相似，即伊犁黄土的粒度分布中也存在第二分量。不过，伊犁黄土第二分量的众数值较黄土高原细偏，通常出现在 1 μm 左右。由于没有进行进一步

的纯石英碎屑的粒度分析，因此还不能十分肯定第二分量的成因。但从物理风化达到的下限通常为 2 μm，并结合其他粒度特征进行综合分析，推测伊犁黄土的第二分量可能为次生成壤作用所致，而与黄土高原有所不同。与洛川马兰黄土相比，伊犁黄土众数值细偏（图 4-4）。

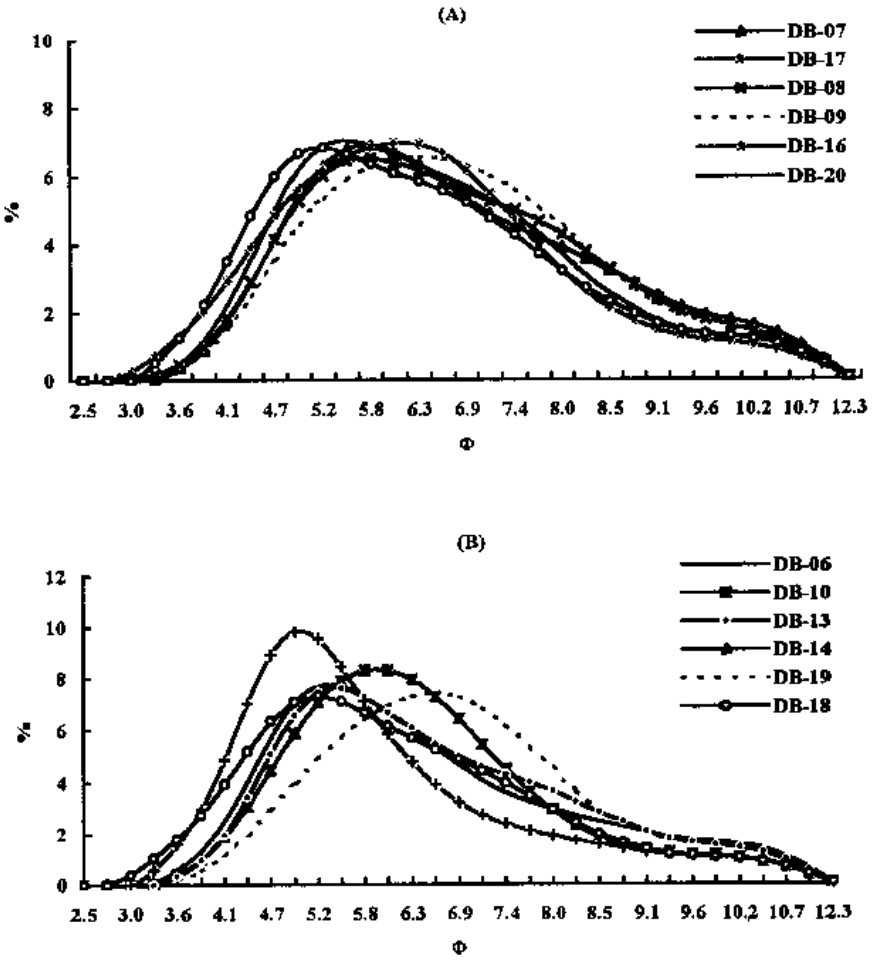


图 4-3　新疆伊犁地区黄土粒度频率曲线

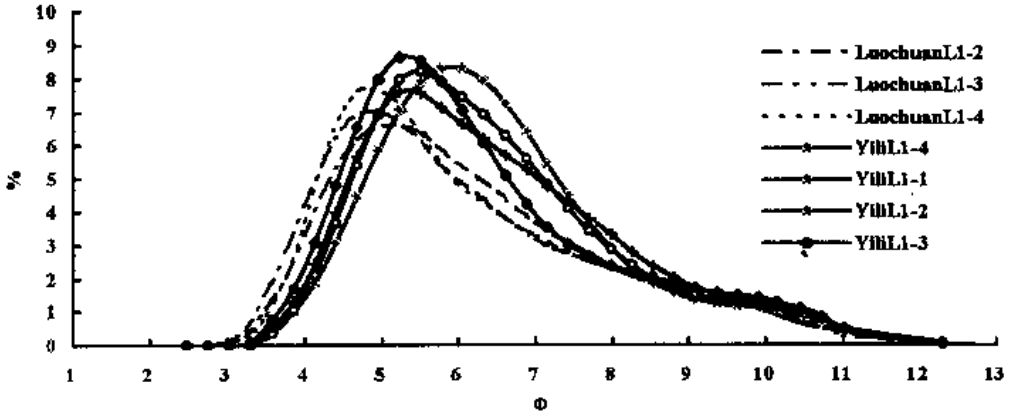


图 4-4　新疆伊犁地区黄土与黄土高原洛川黄土粒度频率曲线对比

另一方面，虽然就整体而言，伊犁黄土频率曲线类似，显示了黄土的均一性，但不同区

域，黄土的粒度分布曲线也存在微细差别。如图 4-5、4-6 所示，不同地貌部位，黄土的粒度累积曲线不尽相同。相比较而言，山地黄土具有极好的相似性，由西向东除粒度累积曲线略向细粒端偏移外，不同山地粒度累积曲线的形态、伸展趋势都比较一致。相反，平原地区的黄土其粒度曲线的变化则大于山地，而且不同区域、不同环境中，山地黄土与平原黄土的差别也不相同，如巩乃斯谷地，山地与平原黄土的差别甚小，而在喀什河谷地其差别则较大(图 4-7、图 4-8)。

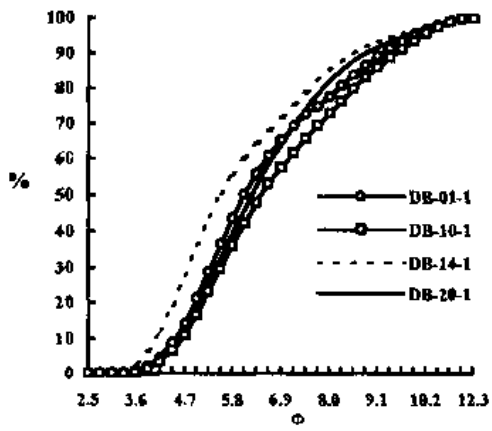


图 4-5 新疆伊犁平原区黄土粒度累积曲线

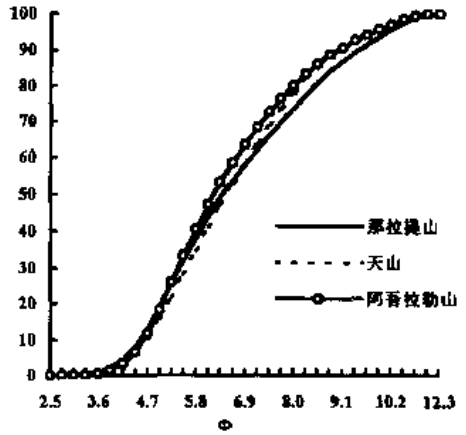


图 4-6 新疆伊犁山地黄土粒度累积曲线

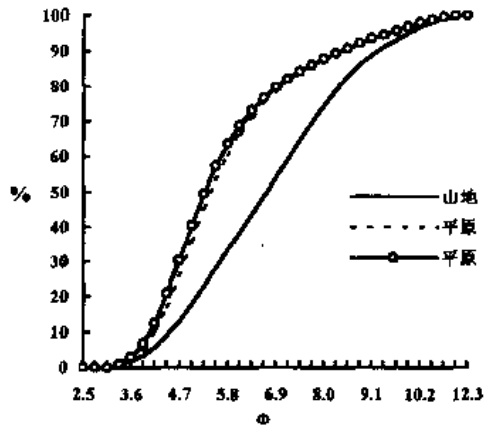


图 4-7 新疆伊犁地区喀什河谷地黄土粒度累积曲线

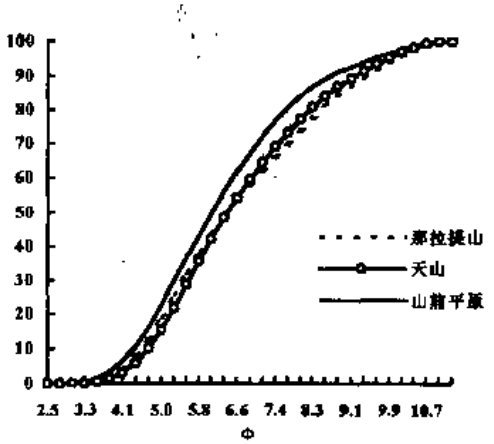


图 4-8 新疆伊犁地区巩乃斯谷地黄土粒度累积曲线

(2) 概率曲线 从黄土粒度概率曲线可见(图 4-9)，伊犁地区黄土一般有四个不同的总体，即>63 μm、63～15 μm、15～1 μm 和<1 μm。朱莲芳对现代风成砂粒度分布概率曲线的研究证明[18]，空中悬移总体的下界为 3 Φ。据伊犁黄土的粒度分析资料，黄土中不存在大于 3 Φ 的粒组，即不存在跃移组份。刘东生等在研究黄土高原黄土粒度概率曲线时发现，在 5～6.5 Φ 之间，由一截点把黄土分为两个部分，即小于截点 Φ 值的在空中悬移的粒组(15.6～63 μm)和大于截点 Φ 值的挟持组份和次生组份。Patterson 等的研究表明，源自土壤风蚀过程的大气粉尘粒子，其粒度分布实际上是 3 个呈对数正态分布的粒度方式的组合，粒度范围分别介于直径 20～200 μm(方式 A)，2～20 μm(B 方式)和 0.04～1.0 μm(C 方式)之间。张小曳在此 3 个粒度段上，对陕西黑木沟黄土和古土壤样品做

对数正态分布检验，其结果表明，黄土和古土壤样品的粒度分布在3种方式上(其中方式A的范围上20～100 μm)均呈对数正态分布。并认为粗粒组(方式A)代表的是较剧烈粉尘搬运过程中沉积的风成粉尘，可能同尘暴搬运的大气粉尘粒子关系最密切；方式B粒子可视为在通常条件下均存在的大气粉尘沉积物；而方式C粒子代表了本底气溶胶粒子的沉积物，其中包括一些再作用过程产生的细粒子[19]。从伊犁黄土粒度概率曲线来看，>63 μm和63～15 μm粒组应看作是近距离悬浮粒组和尘暴搬运的大气粉尘组成的粗粒组，对应于上述A方式粒子；而15～1 μm和<1 μm粒组则应该属于远距离悬浮粒组和次生粒组，分别对应于B方式粒子和C方式粒子。近距离悬移粒组约占30%～40%，远距离悬移组分约占55%～65%，次生组分小于5%。

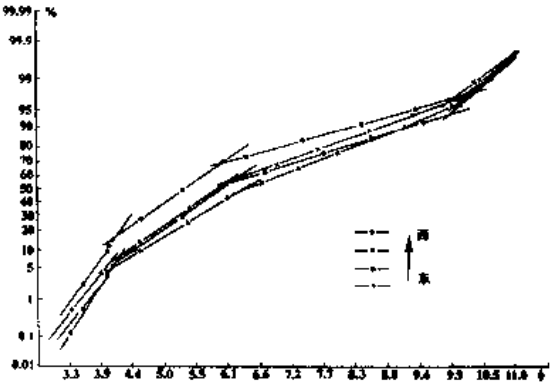


图4-9 新疆伊犁地区黄土概率曲线

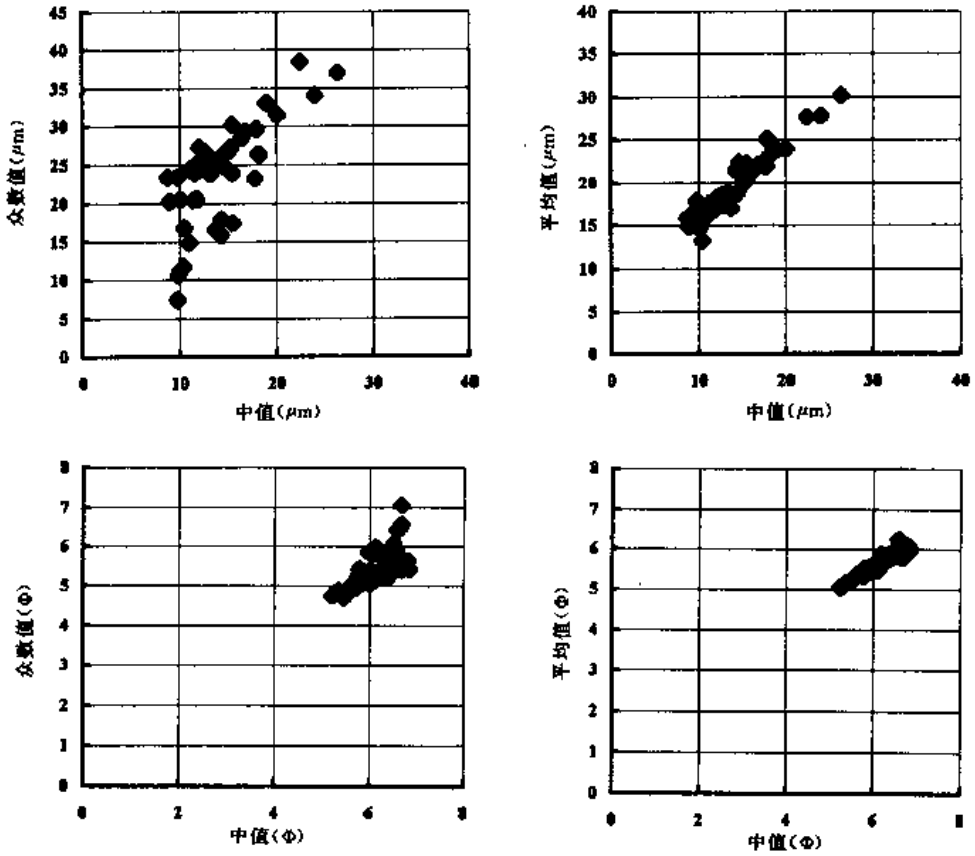


图4-10 新疆伊犁地区黄土粒度参数分布

另一方面，由伊犁黄土概率曲线不难看出，不同粒组分选程度不同。近距离粒组的斜率大于远距离粒组，这意味着近距离总体分选较远距离总体为好。相比较而言，次生总体分选最好，反映该区成壤作用形成的次生粘粒仅集中分布在很窄的区间中。

(3) 粒度参数　伊犁黄土的众数值多出现在 5～6.0 Φ (15～30 μm)之间，这与 K. Pye 所谓黄土“通常在 20～30 μm 之间有一突出众数”的论述基本吻合。中值位于 5.6～6.5 Φ (10～20 μm)之间，且有 80%样品其值小于 15 μm。类同的粒度参数从另一方面反映伊犁黄土较好的均一性(图 4-10)，而在较大范围内黄土粒度分布的这种均一性恰恰说明粉尘的搬运动力为风，因为只有风的分选才有可能导致沉积物粒度特征高度的一致性。

与世界其他地区的黄土相比，伊犁黄土中值粒径较欧洲、北美、南美和西伯利亚等地的黄土细，而与中国黄土高原东南部和中亚塔吉克斯坦黄土中值粒径相近(表 4-2)。

表 4-2　世界不同地区黄土中值粒径对比表

地　区	中值粒径范围 (Φ)	平均值 (Φ)	样品数	参考文献
内布拉斯加	4.42～4.56	4.47	4	[10]
堪萨斯	4.29～5.59	5.00	43	[10]
法国	4.85～6.55	5.59	4	[10]
德国	4.95～5.70	5.29	8	[10]
阿根廷	4.00～5.10	4.38	12	[10]
西伯利亚	4.14～6.88	5.10	26	[10]
新西兰	4.40～6.35	5.51	33	[10]
密西西比	4.99～5.93	5.76	42	[10]
塔吉克斯坦	5.70～6.93	6.31	11	[10]
中国黄土高原	5.10～7.17	6.36	12	[10]
中国兰州	6.05～6.58	6.35	8	[5]
中国新疆伊犁	5.70～6.98	6.40	40	

利用目前广泛使用的福克和沃德公式[16]分别计算伊犁黄土粒度平均值(Mz)、分选系数(σ)、偏态(S_{KG})和峰态(K_G)，其公式如下：

$$Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$$

$$\sigma = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_{5})/6.6$$

$$S_{KG} = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_{5} + \Phi_{95} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{95} - \Phi_{5})$$

$$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_{5})/2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})$$

据计算结果，伊犁地区黄土的平均值范围为 6～7 Φ，其中除少数样品低于 6.0 Φ 或高于 6.7 Φ 外，95%的样品平均值位于 6～6.7 Φ 之间(表 4-3)。按照黄河中游利用粒度平均值对黄土的分带，伊犁黄土属于粘化黄土。将伊犁黄土平均值与黄土高原洛川剖面黄土对比发现，二者具有惊人的相似性。如洛川剖面大多数样品平均值为 6.3～7.0 Φ，并与三因分类结果一致。由洛川剖面研究结果可知，弱风化黄土平均值分布在 6.4～6.6 Φ 范围内，中等风化黄土为 6.7～6.9 Φ，显著风化黄土>6.9 Φ。与此相仿，伊犁地区草原地带黄土呈中等风化特点，而干草原和荒漠草原地带为弱风化。这与前人对伊犁地区黄土矿物的红外光谱分析结果相一致。在红外谱带强度变化分析中，主要用长石与石英(I_C/I_Q)以及方解石与石英(I_M/I_Q)的比值来反映气候的变化。气候愈干旱，碳酸盐化愈显著，I_C/I_Q值愈大，反之，气候愈湿润。伊犁黄土的 I_C/I_Q 值为 4.06，与洛川弱风化成土的黄土的 I_C/I_Q 值 4.01 几乎一致，因此伊犁黄土为弱风化成土的黄土[20]。

表 4-3　新疆伊犁地区黄土与黄土状土粒度图解参数

成因类型	样品号	平均值(Φ)	分选系数	偏度	峰态
	95-rd-1	7.55	2.48	0.73	0.97
	95-rd-2	7.42	2.28	0.71	0.96
	95-rd-3	7.27	2.52	0.71	0.98
	95-rd-4	7.53	2.44	0.59	0.81
	95-rd-5	7.34	2.61	0.59	1.20
黄土状土	95-rd-6	6.91	1.95	0.67	0.93
	95-rd-7	6.62	1.46	0.46	1.97
	95-rd-8	6.65	2.12	0.77	1.88
	95-rd-9	6.07	1.96	0.66	2.61
	95-rd 10	6.05	1.63	0.79	2.89
	95-rd-11	6.92	2.26	0.68	1.06
	DB-11-1	6.70	1.69	0.15	0.96
	DB-11-2	6.56	1.79	0.18	0.93
	DB-12	6.56	1.79	0.18	0.93
	DB-13-1	6.73	1.84	0.13	0.90
	DB-13-2	6.47	1.71	0.35	0.94
	DB-14-1	5.97	1.76	0.40	0.83
	DB-14-2	5.80	1.62	0.34	1.04
	DB-16-1	6.20	1.70	0.23	0.92
	DB-16-2	5.70	1.68	0.43	1.33
	DB-17	6.23	1.65	0.19	0.93
	DB-18-1	6.30	1.62	0.24	1.30
	DB-18-2	6.10	1.53	0.21	1.03
	DB-19-1	6.63	1.89	0.13	0.86
	DB-19-2	6.70	1.55	0.24	1.03
	DB-20-1	6.37	1.69	0.34	1.01
	DB-20-2	6.37	1.72	0.20	1.00
黄土	DB-01-1	6.47	1.85	0.30	0.99
	DB-01-2	6.73	1.84	0.33	0.90
	DB-02-1	6.33	1.83	0.27	0.91
	DB-02-2	6.13	1.76	0.31	1.02
	DB-03	6.30	1.94	0.18	0.84
	DB-05-1	6.63	1.79	0.23	0.87
	DB-05-2	6.70	1.87	0.26	0.86
	DB-06-1	6.97	1.87	0.15	0.77
	DB-06-2	6.33	1.76	0.32	0.94
	DB-07	6.67	1.72	0.26	0.92
	DB-08-1	6.67	1.72	0.26	0.92
	DB-08-2	6.73	1.83	0.28	0.78
	DB-09-1	6.70	1.66	0.14	0.92
	DB-09-2	6.60	1.70	0.21	0.86
	阿吾拉勒山	6.57	1.82	0.15	0.92
	DBK-04-1	6.17	1.64	0.33	1.05
	DBK-04-2	5.97	1.40	0.24	1.09
	DBK 02 1	5.97	1.62	0.33	1.38
	DBK-03-1	5.97	1.70	0.25	1.13
	DBK-03-2	6.10	1.63	0.26	1.19

伊犁地区黄土的分选系数多介于1.5～2.0之间，落于Folk和Ward未风化的黄土区间内，属于分选较差沉积物，但伊犁黄土却较黄土高原黄土的粉选性好。伊犁黄土偏度均小于0.5，且有约75%样品偏度小于或约等于0.3，即属正偏态，少数样品属极正偏和近于正态分布。这不仅说明伊犁黄土与黄土高原黄土物源不同，而且距离物源的远近也不相同。

将山区样品与平原样品对比后发现，山地样品，如DB-13-1、DB-19-1、DB-9-1和DBK-1等，其偏度较小，较为接近对称分布，表明山地黄土以某一总体占优势。就峰态而言，伊犁黄土多为中等，其中约有64%样品属中等峰态，其余样品大多为宽峰态，少数为窄峰态。前人研究表明[21]，如果峰态值K_G很低或非常低，说明沉积物是未经改造就进入新环境，而新环境对它的改造又不明显，而如果两个总体混合，其中一个占绝对优势时，则曲线呈尖峰分布。伊犁黄土的峰态表明，样品为不同总体按不同比例混合而成，但混合度不同。由于成壤作用对堆积粉尘的改造微弱，沉积后悬移总体仍然占绝对优势。

四、风化成壤作用对黄土粒度的影响

为深入理解成壤作用对黄土粒度的影响，对不同区域的黄土进行了比较。图4-11为不同区域、同一地点但距地表不同深度黄土样品的频率曲线，在所采样品剖面上除了表层现代土壤外未见明显的古土壤夹层。因此，距地表越近理应受成壤作用影响越大。图4-11(a)、(b)黄土样品取自黑钙土发育的草原和栗钙土发育的干草原带，上、下层相比，近地表层粉砂含量减少、粘粒含量增加趋势是很明显的。如在草原带，上层较下层众数值细偏，而且砂和粗、中粉砂含量明显减少，细、极细粉砂及粘粒含量增加。一般而言，自然机械崩裂的下界为4～2 μm，即小于4 μm或2 μm的颗粒可能由风化作用形成，也可能由更细的粘粒胶体聚成团粒或吸附于粗颗粒表面由风携带而来。尽管这两部分很难加以区分，但因为上下样品相隔不远，在短期内物源环境不会有大的变动的前提下，经前处理后，又可忽视团粒的存在，即可视上下层含有相等数量的由风携带而来的粘粒。这就是说，在风化作用相对强烈的草原地带，成壤作用已使黄土"细化"。然而，在荒漠草原灰钙土分布区，成壤作用影响却不明显，如图4-11(c)所示，上下层各粒级含量差别很小。事实上，在黄土堆积期，粉尘的累积作用大于风化成壤作用，其沉积环境与灰钙土发育环

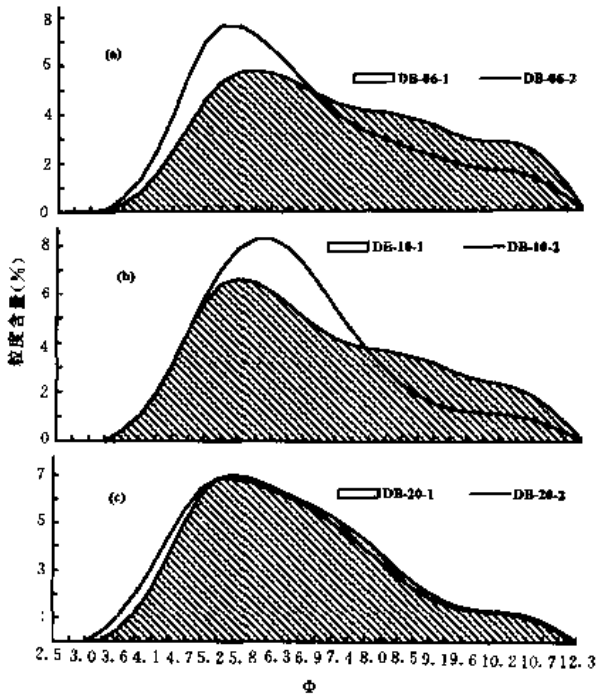


图4-11 新疆伊犁地区不同区域不同深度黄土粒度曲线对比

境类似，而草原环境下将形成古土壤，所以可以认定黄土形成过程中粘粒的形成作用是微弱的，黄土中 2～4 μm 颗粒主要应由风从源区携带而来，非当地风化成壤作用所致。由此也证明，前述关于概率曲线中<1 μm 总体可用来替代成壤作用产生的次生粘粒之推论是成立的。但由于小于 1 μm 总体中还包括"挟持组份"，且在黄土粒度组成中所占比例很小，在概率曲线中又未见到粉砂与粗粘粒的分离，因此将小于 15 μm 者看作是远源悬浮总体是有充分理由的。

五、伊犁黄土的水平与垂直分布规律

1. 伊犁黄土的水平分布规律

据粒度分析结果，伊犁地区的黄土粒度在平面上具有由西向东由粗变细的规律。作为粒度粗细总体状况的代表，黄土的平均粒径由东向西呈增加趋势，与之类似，大于 50 μm、50～10 μm 颗粒所占比例则由东向西也由少变多，相反小于 5 μm 和 5～10 μm 粒组含量却由东至西有较大幅度的减少(图 4-12)。另外，伊犁黄土粒度概率曲线也显示，由东而西远源悬浮组份由多变少、而次生总体却变化不大。伊犁黄土的这种区域分布规律与黄土高原以及新疆其他黄土分布亚区极为相似。朱海之[22]等通过黄河中游马兰黄土的粒度组成的分析发现，该区域的马兰黄土自西北向东南趋于变细，并将之由北到南分为砂黄土、黄土和粘黄土三个带。刘东生等通过黄河中游地区及柴达木盆地不同地点 72 个马兰黄土粒度样品的分析资料，利用黄土的平均粒径也将之分成了 3 个带，北接毛乌素沙漠，南自宁夏同心向东北经陕西佳县至山西兴县一线以北为砂黄土带，黄土为粉质亚砂土；砂黄土带以南的主要黄土塬分布区，为黄土带，黄土属于粉质轻亚粘土；黄土带以南至秦岭属粘黄土带，主要为粉质中亚粘土和粉质重亚粘土[23]。

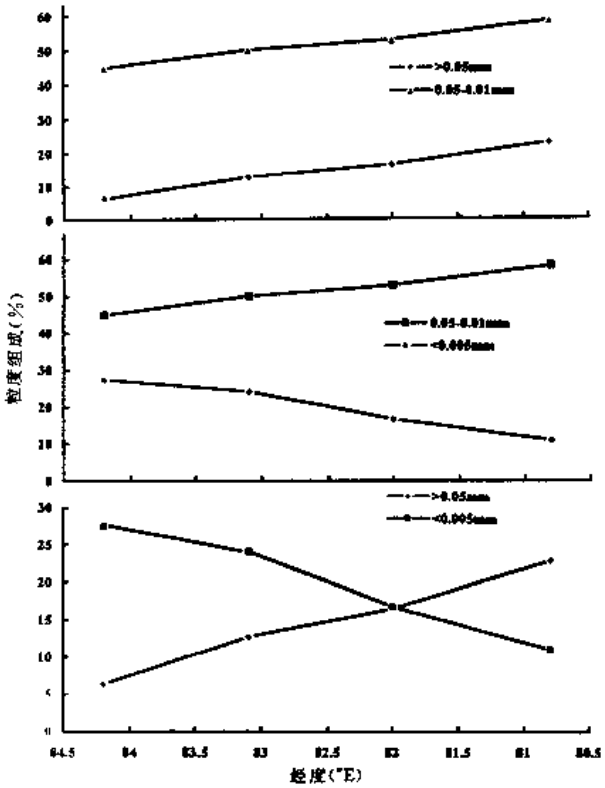


图 4-12　新疆伊犁黄土粒度水平变化示意图

对于新疆黄土粒度的水平分布规律虽然研究不多，但结论却极为相似。B. A. 奥勃鲁切夫研究准噶尔盆地西北部黄土分布规律时发现，该区黄土分布和产状及其在平面上存在由沙过度为沙黄土再过渡为黄土的变化，并以此作为黄土为风成的证据[24]。在新疆黄土北亚区，自准噶尔盆地边缘到天山山区，黄土粒度有规律地出现由粗至细的变化。与此类似南亚区黄土粒度组成也随地形变化而变化。李保生等曾将塔里木盆地的风成沉积划为不同的风成带相，从塔里木盆地中央向南可依次分为沙漠、亚沙土和黄土带。沙漠砂

主要由细砂组成，其次为微砂；亚沙土主要分布在由不同时代地层构成的阿尔金、昆仑山的山麓地带，其粒度组成以微砂为主，其次是粗粉砂；而分布在山地的黄土粒度组成则以粗粉砂为主[25]。因而伊犁黄土水平分布特点不仅是该区黄土为风成的重要佐证，也是粉尘物质主要来自西部的最好证明。

2. 伊犁黄土的垂直分布规律

不同谷地中的黄土剖面样品分析都反映，分布于山地的黄土，其粒径随海拔增高由粗变细。以阿吾拉勒山北坡为例，在这里，黄土分布高度可大于1 800 m，直披覆至低垭口顶部。垭口附近黄土中粘粒含量可达 27.83%，而山麓近河谷处，粘粒含量仅为 13.04%，前者为后者的两倍之多，而粉砂含量则呈相反的分布趋势。在粒度频率曲线上，众数值也由高处到低处由右向左偏移(图 4-13、图 4-14)。类似的黄土分布规律也出现在南亚区和北亚区。以南亚区为例，在昆仑山、阿尔金山北麓，不同高度黄土的粒度组成也不相同。 在

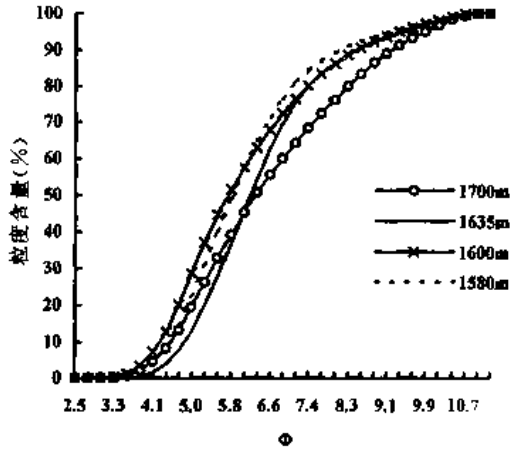


图 4-13 新疆伊犁地区山地不同高度黄土粒度频率曲线

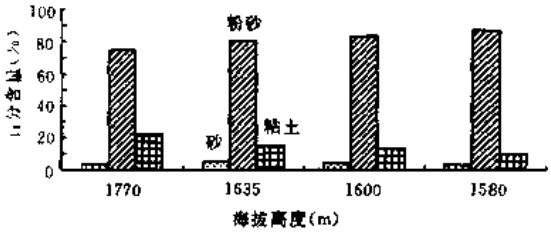


图 4-14 新疆伊犁地区山地不同高度黄土粒度组成直方图

2 500～2 700 m 的中、低山带，黄土的粒度组成以粗粉砂与微砂为主；而在4 900 m 的高山上，黄土粒度组成中粗粉砂、粘土占优势[26]。黄土的这种区域分布规律，只有用风成学说才能给予最圆满的解释。

六、次生黄土与黄土粒度特征对比

除广泛分布的黄土外，伊犁地区还分布有厚度小于黄土的黄土状土。黄土状土的岩性特征与黄土明显不同在于肉眼可见的水平层理，在剖面上随粒度的变化而呈现出不同

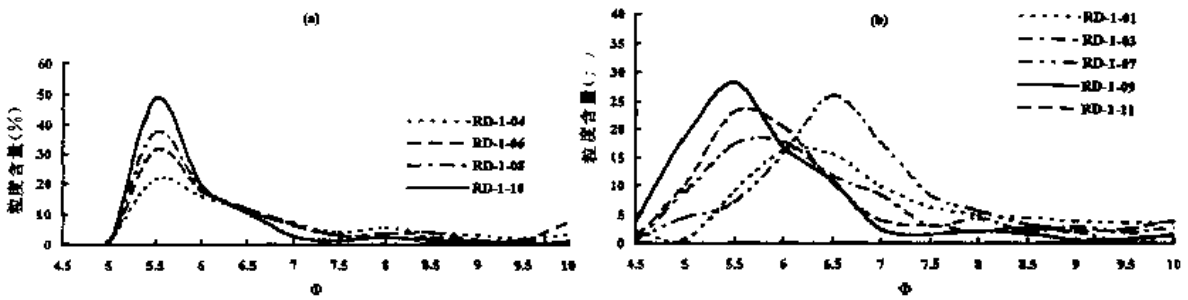


图 4-15 新疆伊犁地区黄土状土粒度频率曲线

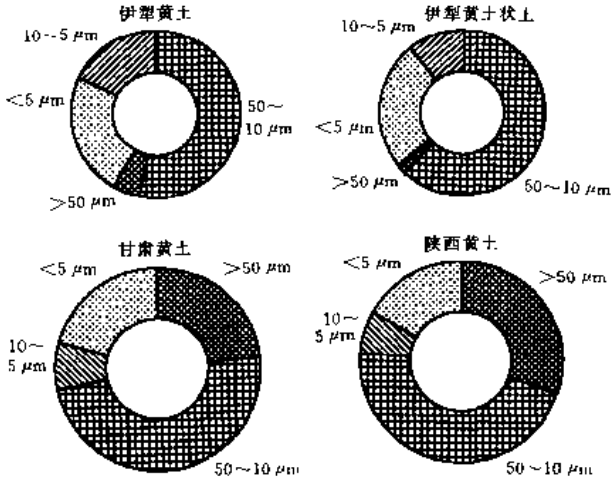


图 4-16　不同地区地区黄土与黄土状土粒度组成对比图

颜色的沉积层。图 4-15 为黄土状土频率曲线，样品取自喀什河二级阶地，剖面具明显分层现象，但不同层样品频率曲线显示出类似的特征。虽然它们也以具有明显的第一众数和较长的细尾与黄土频率曲线相似，但二者粒度组成明显不同。次生黄土粒度组成中，以粗粉砂占绝对优势，即粗粉砂、粘粒含量较黄土为高，细粉砂含量较黄土低(图 4-16)。

大量研究成果证明，用图解参数分选系数、平均值及偏度等作散点图，可成功地区别不同成因类型的沉积物[27~29]。由图 4-17 可知，上述粒度参数的散点图能有效地将黄土与黄土状土区分开来，如图 4-17(B)为平均值对偏度散点图，在图中黄土状土集中分布在图右上角，而黄土样品则分布在偏下区域中。

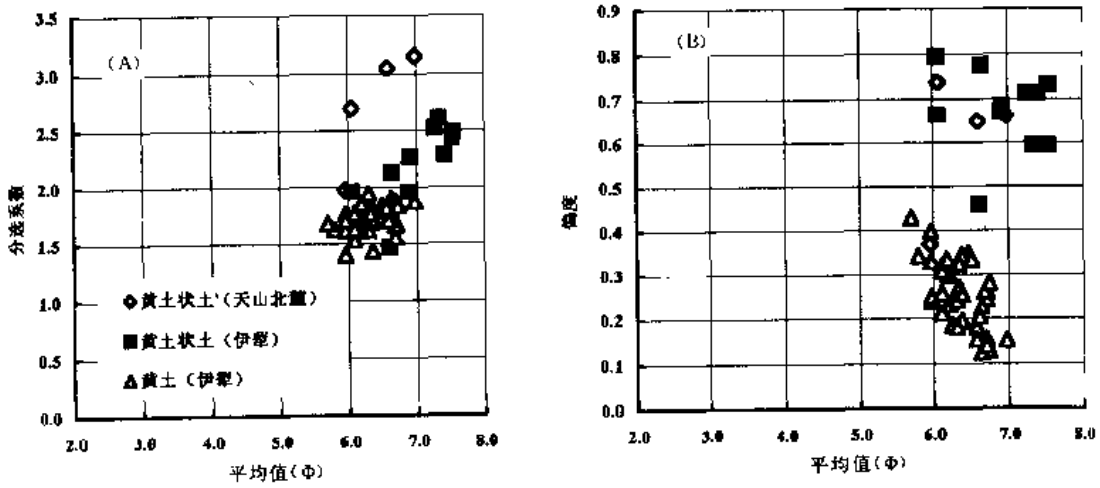


图 4-17　新疆伊犁地区黄土与黄土状土粒度图解参数散点图

第三节　矿物组成

一、分析方法

前人工作表明，黄土中的碎屑矿物有 70%以上，出现在 0.005 mm 以上各粒级中。在 0.005～0.01 mm 粒级中，矿物种类单调，主要为石英和长石，而在 0.01～0.1 mm 这一粒级中，矿物种类繁多[30~31]。黄土中主要矿物成分为石英、长石和云母这三类矿物，总量常占所有碎屑矿物含量的 80%以上，重矿物多集中在 0.1～0.01 mm 粒级中，尤其

表 4-4　新疆伊犁地区黄土和准噶尔盆地沙漠砂重矿物组成对比(单位:%)

样品号	不稳定矿物					较稳定矿物													稳定矿物									极稳定矿物						
	辉石类	普通角闪石	蓝闪石	黑云母	小计	红柱石	阳起石	硅灰石	硅线石	绿帘石	黝帘石	石榴石	磷灰石	绿泥石	白云母	天青石	符山石	斧石	小计	磁铁矿	褐铁矿	钛铁矿	蓝晶石	锆石	十字石	独居石	小计	锐钛矿	尖晶石	白钛石	金红石	锆石	电气石	小计
db-1	1.3	37.7		19.6	58.6		3.2	1.9	0.1	7.4	3.7	2.3	1.6	4.7	1.9		0.2		26.9	7.0	4.7			0.3			11.9				少	1.6	1.0	2.6
db-3	2.5	44.5		12.4	59.4		4.2	2.2	0.2	4.0	7.5	1.7	2.4	3.5	2.1				27.7	4.5	5.7						10.1	0.0	0.0	0.0	0.3	0.9	1.4	2.7
db-6	1.6	53.6		11.0	66.2		3.5	2.8		5.4	6.1	2.0	1.9	2.8	0.7				25.1	3.6	2.5		0.4				6.5	0.0	0.1	0.0	0.3	1.0	0.7	2.2
db-7	4.4	29.1		0.0	33.6	0.5	3.0	0.9	0.2	10.0	15.2	2.1	2.3				0.5	0.2	35.0	20.7	7.0		1.2				28.9	0.0	0.0	0.0	0.5	1.4	0.7	2.6
db-8	2.4	48.4		2.4	53.2		1.5	0.4		9.7	8.8	1.5	2.2	1.1		0.4	0.7		26.4	10.5	7.3		0.2	0.2			18.2	0.0	0.0	0.0	0.4	1.1	0.7	2.2
db-9	1.3	50.1		8.6	59.9		1.6	2.0		3.3	7.3	1.7	1.7	1.7		0.6			19.9	7.2	9.7		0.3	0.0			17.2	0.0	0.0	0.0	0.1	1.6	1.3	3.0
db-10	4.0	51.0		6.7	61.7	0.4	2.3	2.1	0.3	3.5	9.5	1.5	1.1	1.7	0.9		0.1		23.5	8.7	3.1		0.0	0.3			12.1	0.0	0.0	0.0	少	1.7	0.9	2.7
db-13	3.8	41.7		12.0	57.5		2.4	0.9		5.9	11.5	0.7	1.3	3.2	0.6	0.6			27.2	6.7	6.3		0.1	0.2			13.4	0.0	0.0	0.0	0.3	1.3	0.3	1.9
db-14	1.1	50.7		14.4	66.3		2.0	1.5	0.2	3.6	8.0	2.9	2.5	2.3		0.7			23.6	4.4	2.8						7.2	0.0	0.0	0.0	0.3	1.8	0.8	2.9
db-18	1.7	47.6		3.0	52.4		3.8	0.3		8.9	15.7	1.4	1.7	2.4					34.3	7.5	3.2	1.0					11.6	0.0	0.0	0.0	0.3	1.3	0.2	1.7
db-20	2.4	46.3		14.9	63.6		1.3	1.4	0.3	3.8	9.0	1.8	2.4	3.3	1.3				24.3	4.4	6.1			0.1			10.6	0.0	0.0	0.0	少	0.9	0.6	1.5
db-21	0.5	41.2		27.7	69.4		2.2	0.4	0.5	2.4	6.0	2.6	3.3	2.6	0.6				20.7	3.9	4.5			0.3			8.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.4	1.3
db-22	3.5	45.0		8.4	56.9		3.7	1.3	0.3	5.7	6.5	3.5	2.0	4.1	1.3				28.3	6.3	6.7						13.1	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6	0.9	1.8
dbk-2	3.8	49.8	1.7	6.5	51.9		4.8			9.3	5.5	2.4	1.7	3.1		1.7			28.5	3.4	4.1						7.6	0.0	0.0	0.0	少	1.1	0.7	2.1
dbk-3	1.9	68.0		6.4	76.3		6.9			0.5	3.2	2.1	0.3			1.3			14.4	5.9	0.5	1.1		0.3			7.7	0.0	0.0	0.0	少	1.3	0.3	1.6
dbk-4		48.5		5.8	54.3		2.1			5.6	2.1	2.4	0.7	1.7	0.2	25.4			40.1	2.2	1.9			0.2			4.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.9	0.2	1.3
bjs-140	7.1	24.5			31.6		7.1		少	27.6	6.1	11.2	1.0						53.1	6.1	7.1			2.0			15.3	0.0	0.0	0.0	少	少	少	0.0
bjs-130	1.1	53.0			54.1		3.4			16.8	2.4	4.7	2.1						29.4	8.2	1.3			1.5			11.0	0.0	0.0	0.0	0.2	3.9	1.5	5.5
bjs-120	3.5	53.1		1.0	57.6		5.1		0.3	11.6	2.9	3.5	5.1						28.6	6.8	2.9					少	9.6	0.0	0.0	0.0	0.3	1.3	2.6	4.2
bjs-110	0.9	61.9		0.8	63.6		5.1			10.9	3.2	2.7	0.8		0.6				23.3	5.6	2.9	1.5				少	10.0	0.0	0.2	0.0	0.5	0.9	1.7	3.2
bjs-100		48.6		少	48.6		5.9			13.6	8.6	4.6	3.4	2.5	0.3				39.0	6.2	2.7			1.2		少	10.1	0.0	0.0	0.0	0.6	0.7	1.0	2.4
bjs-28	3.2	58.3		0.8	62.3		3.4		少	13.2	2.8	3.4	1.4	1.8					25.9	4.9	3.6	1.0		1.0	0.2		10.7	0.0	0.0	0.0	少	0.2	1.0	1.2
奇台-96	2.6	41.7	0.5	11.6	56.3			2.0	0.5	6.0	10.0	2.3	4.0	1.9	0.2		0.2		27.0	4.9	4.9	1.2	0.3		0.5		11.9	0.0	0.0	0.0	0.2	2.0	2.6	4.8

是 0.05～0.01 mm 粒级中重矿物含量最多[4]。由于伊犁地区黄土粒度组成中大于 0.1 mm 者所占比例除少数样品外，均小于 1%，故重矿物分析选用 0.1～0.01 mm 这一粒级范围，先根据沉降原理除去＜0.01 mm 的颗粒，然后烘干，用三溴甲烷作分选液，用离心机进行分离，用双目镜观察与油渍薄片相结合方法，对重矿物进行鉴定。

二、重矿物组成及其特征

据分析结果，伊犁地区的黄土碎屑矿物主要由石英、长石、云母、碳酸盐组成，其含量占 90%以上，许多石英、长石表面常披覆有碳酸盐薄膜。重矿物含量均小于 5%，它们多呈棱、次棱角状，圆形颗粒较少，且矿物表面较为洁净。重矿物成分中包括辉石、闪石、帘石、云母、以及磁铁矿、褐铁矿、钛铁矿、白钛石、尖晶石、红柱石、蓝晶石、硅灰石、硅线石、石榴石、重晶石、天青石、磷灰石、榍石、独居石、金红石、电气石、锆石、符山石、十字石等 30 余种矿物(详见表 4-4)。但在上述矿物中，占主导地位的矿物仅有几种，它们分别包括在角闪石类、云母类、帘石类和不透明矿物四大类中，约占重矿物总含量的 70%～80%。因此伊犁地区重矿物的组合为角闪石－黑云母－帘石－不透明矿物。

角闪石除个别样品外，其含量均大于 30%，最高达 68%，通常为绿色，少数为棕褐色，多色性显著，矿物形态多为棱角状和次棱角状，表面新鲜。

帘石类含量为 10%～25%，主要为绿帘石和黝帘石，除少数样品外，90%样品中黝帘石含量大于绿帘石，绿帘石主要为粒状，且多为黄绿色，而黝帘石则为灰白色、淡绿色，并常在油浸薄片中呈现墨水蓝异常干涉色。

黑云母含量在样品中分布很不均匀，高者可达 27.9%，而有些样品中黑云母含量不足 5%，甚至有些样品中几乎不含黑云母，但大多数样品中都含有一定数量的黑云母，其平均值为 12.6%。黑云母通常为褐色、绿色片状集合体，次棱、次圆状颗粒占优势。

不透明矿物包括磁铁矿、褐铁矿和钛铁矿，含量较稳定，多为 10%～15%，且以磁铁矿和褐铁矿占优势。磁铁矿为棱、次棱状，粒径较细，而褐铁矿多为次圆状，粒径较粗。

与黄土高原相比，两地黄土中重矿物组成特征基本相同，虽然矿物种类很多，但优势重矿物都仅有几种，且同为不透明矿物、闪石和帘石。但与黄土高原不同的是，伊犁地区黄土重矿物组成中以角闪石占优势(图 4-18)，而在黄土高原却以不透明矿物占优势，伊犁黄土中不透明矿物的含量明显较黄土高原低。就帘石类而言，其含量相差无几，但黄土

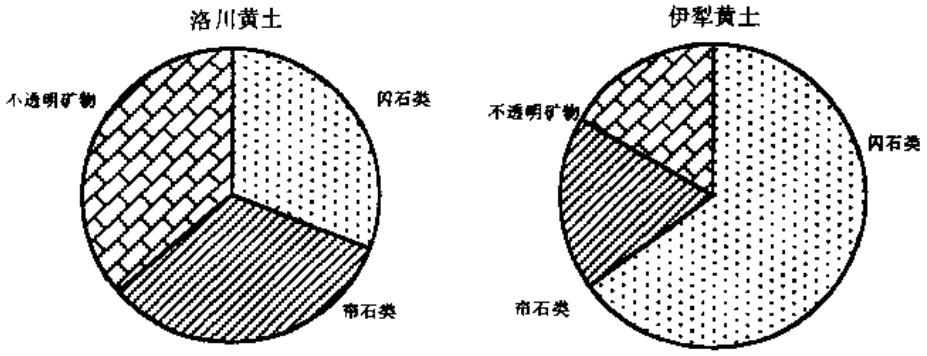


图 4-18　不同地区黄土优势重矿物组成

高原以绿帘石为主，而在伊犁地区，则以黝帘石含量大于绿帘石为特征，以黑云母为代表的片状矿物，不论是黄土高原还是在伊犁地区，其含量都有波动，但伊犁黄土中黑云母的含量较黄土高原稳定，而且含量高。

三、重矿物组成与黄土物质来源

前人研究成果揭示，中国黄土中复杂多样的矿物组成是黄土风成的最有力的证据之一[32~35]。黄土中矿物组成说明黄土物质不仅来源于黄土堆积区附近的基岩，而且有大量物质来自远离黄土堆积区的物源区。因此黄土的矿物组成也将深深打上物源区的烙印，即不同物源区，黄土的矿物组成是有区别的。从上述伊犁地区黄土重矿物分析可知，伊犁地区黄土与黄土高原黄土有着不同的物源区。

伊犁地区三面为山地所围，山地基岩岩性因地而异。如在喀什和谷地，常出露第三纪红色砂岩和砾岩，而在巩乃斯谷地，两侧山地出露有不同时代的变质岩、花岗岩和凝灰岩等，但两地黄土矿物组成中其优势矿物并无明显区别。矿物组成较复杂，有来自酸性花岗岩的角闪石、磷灰石、黑云母等，来自基性岩的辉石，超基性岩的磁铁矿、尖晶石，变质岩的帘石、硅线石、兰晶石、符山石、榍石，沉积岩中的重晶石、金红石和圆化锆石。有些矿物虽含量不多，但可说明粉尘在沉积之前经过了充分的混合，而与区域基岩无明显"母子"关系。但也有个别样品与众不同，如 DBK-4 号，其中有晶形完好的天青石出现，而且比例高达 25%，表明该区域黄土中矿物除来自远离堆积区的源区外，堆积区附近基岩、沉积物也有较多的加入。

有人曾对伊犁谷地西部的河流相沉积物进行过重矿物组合分析，帘石类含量最高，平均 40%，普通角闪石次之，平均为 22%，黑云母含量较少[19]。很明显，伊犁地区黄土的重矿物组合与之存在差异，也说明该区黄土不可能为水成。

为进行区域对比，曾对北疆古尔班通古特沙漠砂及其边缘黄土样品进行重矿物分析，其结果表明，二者矿物组合存在差别(表 4-4、图 4-19)。沙漠砂中几乎不含或含很少的片状矿物，绿帘石含量高于黝帘石，角闪石含量仍占主导地位，并含有较多的石榴石。其矿物组合为角闪石一帘石(其中绿帘石占优势)一不透明矿物一石榴石；而伊犁黄土重矿物组合中，石榴石为黑云母代替，而且帘石中黝帘石占优势。与沙漠砂相比，准噶尔盆地边缘地区黄土样品片状矿物含量明显增高，推测是由于风的作用使片状矿物发生了迁移，并沉积于边缘地区作为黄土的一部分，因此片状矿物在黄土中占有一定比例与风的分选作用密切相关。刘东生等研究天山托木尔峰地区琼台兰河2 500营地黄土剖面中，黑云母含量均超过 5%，最高达 8.99%。该营地海拔高度2 500 m，此处黄土产状表现出典型风积物的产状。另据大气漂尘颗粒的电镜研究结果，飘尘颗粒呈不规则粒状和薄片状，也表明片状矿物在粉尘中的存在[36]。在新疆黄土南亚区，黄土重矿物组成中黑云母含量最高可达 47.8%，在海拔4 900 m 的脱波拉尔特，黑云母含量也超过 15.0%，而该区的大气粉尘重矿物组成中黑云母含量竟达 34.8%[37]。K. Pye 也注意到粗粒粉尘一般富含石英、长石、和碳酸盐矿物，远距离运移的粉尘典型地富含细粒的云母和粘土[10]。由此可见，虽然黑云母含量因物质来源的不同而不同，但在黄土中普遍存在，因此，似应将之看作是黄土的标型矿物之一。

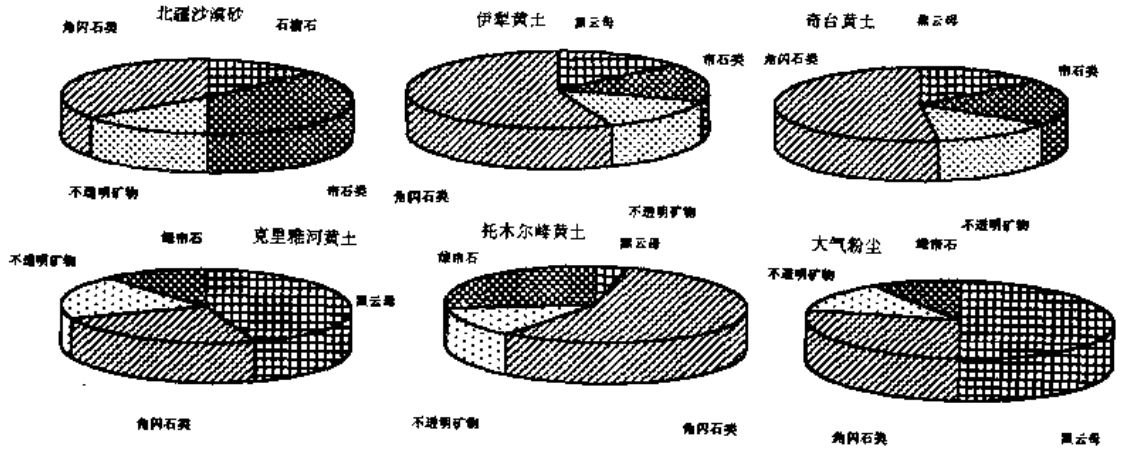


图 4-19　新疆不同地区沙漠、黄土及大气粉尘重矿物组合

从古尔班通古特沙漠距盆地边缘不同距离样品重矿物分析可知，随着沉积物粒度的变细，绿帘石含量呈减少趋势。在沙漠中，绿帘石含量高达 27.6%，向着边缘不断减少，至沙漠边缘黄土带，绿帘石含量仅为距沙漠边缘 300 km 处砂样样品中绿帘石含量的 1/4，而石榴石也呈同样的变化趋势。与之相反，角闪石、黑云母含量则由里向外增加。矿物组合的这种变化一方面反映物源区与黄土堆积区的密切关系，另一方面也反映不同粒级中重矿物的组合不同，即相同或相近粒级范围矿物对比才更可靠。

综上所述，伊犁黄土重矿物组合特点指示，黄土物质在堆积前已经过充分混合、搬运和分选，远源物质与近源沉积物的叠加，使黄土的物质组成十分复杂。由重矿物组成推测，伊犁黄土与黄土高原有着不同的物源区。虽然伊犁黄土的重矿物组合与古尔班通古特沙漠南缘的奇台黄土很接近，但两地相隔千里，且有高山屏障，是否具有相同的物质来源尚需进行更深入的研究。但从地形条件和区域风向推测，古尔班通古特沙漠作为伊犁黄土物质源区的可能性很小。黄土矿物的这种均一性正是黄土的风成性质所决定的。

沉积物中的重矿物根据其稳定性常常被划分为不稳定、较稳定、稳定和极稳定四类，不稳定、较稳定矿物与稳定、极稳定矿物之比被称为风化系数。矿物的风化系数常被用来作为反映区域气候、环境变化的一种指标。伊犁地区黄土重矿物组成中不稳定与较稳定矿物含量平均大于 80%(表 4-5)，而黄土高原不论是新黄土，还是老黄土，不稳定和较稳定矿物含量均未超过 70%，而且黄土愈老，其含量愈低。一方面反映伊犁黄土形成于更为干旱的环境下，另一方面也说明伊犁黄土时代较新。

从矿物形态来看，伊犁黄土也以远源为主，位于古尔班通古特沙漠边缘草原地带黄土中，有较多的次圆和圆形颗粒，而伊犁黄土中除云母片可见到次圆颗粒外，很少出现圆形颗粒，而以棱角状、次棱角状颗粒占优势。刘东生等对 1980 年 4 月 18 日发生在北京的尘暴降尘的矿物分析揭示，源自西北沙漠区(内蒙古中部及河西走廊)粉尘以长石、石英、碳酸盐矿物含量占 90%以上，重矿物有云母、绿泥石、角闪石、帘石、石榴石、锐钛矿、磁铁矿和褐铁矿等，其矿物组成与伊犁黄土非常类似，更重要的是，这种远源粉尘颗粒以次棱、次圆占优势。伊犁黄土不但矿物组成与之相近，颗粒形状也以次棱状占优势，从另一侧面反

映该区黄土物质主要来自其主导风向上方的荒漠区。

表 4-5　新疆伊犁地区黄土与准噶尔盆地风成砂重矿物分类(单位:%)

矿物样品号	不稳定	较稳定	稳 定	极稳定	闪石类	黑云母	帘石类	不透明
zkt-2	40.8	34.5	22.7	2.0	35.7	0.9	22.7	22.4
zkt-10	50.8	31.7	15.6	1.94	1.5	8.7	16.7	15.3
zkt-20	52.0	29.1	17.8	1.2	36.1	11.7	11.6	17.6
zkt-32	64.1	25.8	9.1	1.0	47.1	13.0	9.7	9.1
zkt-42	53.8	32.2	13.0	1.1	40.0	12.9	9.5	13.0
zkt-52	58.2	28.5	12.3	0.9	34.0	22.7	13.7	12.3
zkt-62	57.2	25.2	16.4	1.2	39.0	18.4	11.8	16.4
zkt-76	60.8	24.1	13.7	1.4	48.5	12.4	8.9	13.6
zkt-88	60.9	28.1	9.3	1.6	46.2	11.8	13.1	9.3
zkt-97	60.2	25.9	12.2	1.7	47.7	9.1	11.1	12.2
zkt-109	61.1	22.5	14.5	2.0	50.2	11.7	11.4	14.2
zkt-119	60.9	26.7	9.8	2.6	45.6	15.1	17.0	9.6
zkt-128	61.2	25.6	10.4	2.8	46.5	14.0	15.2	10.2
zkt-138	50.7	27.8	16.8	1.7	39.4	11.0	15.8	16.4
zkt-149	59.6	23.6	13.1	3.7	44.2	15.3	12.5	12.4
zkt-157	66.4	22.3	8.2	3.1	37.9	27.9	9.3	8.0
zkt-167	62.4	22.8	10.6	4.2	42.7	19.3	11.5	10.1
zkt-181	62.1	23.7	10.7	3.5	44.5	16.6	13.2	10.1
zkt-185	64.6	24.8	7.9	2.7	43.4	22.1	8.6	7.4
zkt-191	60.9	25.1	10.4	3.7	48.1	10.7	13.3	10.0
zkt-203	59.8	26.0	11.0	3.3	50.3	8.61	4.2	11.0
zkt-214	45.3	38.5	10.9	5.3	35.3	7.5	23.0	10.1
db-1	58.6	26.9	11.9	2.6	40.9	19.6	11.2	11.6
db-3	59.4	27.7	10.1	2.7	48.8	12.4	11.5	10.1
db 6	66.2	25.1	6.5	2.2	57.1	11.0	11.4	6.1
db-7	33.6	35.0	28.9	2.6	32.2	0.0	25.2	27.7
db-8	53.2	26.4	18.2	2.2	49.9	2.4	18.5	17.8
db-9	59.9	19.9	17.2	3.0	51.6	8.6	10.6	16.9
db-10	61.7	23.5	12.1	2.7	53.3	6.7	13.0	11.8
db-13	57.5	27.2	13.4	1.94	4.1	12.0	17.4	13.0
db-14	66.3	23.6	7.2	2.9	52.7	14.4	11.6	7.2
db-18	52.4	34.3	11.6	1.7	51.4	3.0	24.6	11.6
db-20	63.6	24.3	10.6	1.5	47.6	14.9	12.8	10.5
db-21	69.4	20.7	8.6	1.3	43.4	27.7	8.5	8.4
db-22	56.9	28.3	13.1	1.8	48.7	8.4	12.2	13.1
dbk-26	1.9	28.5	7.6	2.1	54.6	6.5	14.8	7.6
dbk-3	76.3	14.4	7.7	1.6	74.9	6.4	3.7	7.5
dbk-4	54.3	40.1	4.3	1.3	50.6	5.8	7.6	4.1
bjs-140	31.6	53.1	15.3	0.0	31.6	0.0	33.7	13.3
bjs-130	54.12	9.4	11.0	5.5	56.4	0.0	19.2	9.5
bjs-120	57.6	28.6	9.6	4.2	58.2	1.0	14.5	9.6
bjs-110	63.6	23.3	10.0	3.2	67.1	0.8	14.0	10.0
bjs-100	48.6	39.0	10.1	2.4	54.5	少	22.2	8.9
bjs-28	62.3	25.9	10.7	1.26	1.7	0.8	16.0	9.5
奇台 96	56.3	33.2	11.9	4.8	41.7	11.6	16.0	11.1

第四节　石英颗粒表面形态

石英，作为一种分布最广、含量最高的造岩矿物，以硬度大和化学稳定性高为特征。这些特征决定了石英在表生环境中，不论是机械的物理作用或化学作用都将不同程度地在其颗粒表面留下不同的特征，从而为研究不同沉积体系中石英表面结构及其生成环境奠定了基础。随着科学技术的发展，电子显微镜分析技术的应用，使利用石英表面结构提取地质环境信息的愿望得以实现。目前石英颗粒表面结构的电子显微镜研究已成为第四纪沉积学中探讨沉积物成因的重要手段之一。在过去几十年中，该领域的研究取得了不少成果，已总结出了一套较为成熟的分析方法，并已广泛应用于各种类型如沙漠、冰川、黄土等不同沉积环境的分析中。然而，关于石英表面形态的成因分析多采用反映形成机制"敏感粒径"，即 0.125～0.5 mm 这一较粗的粒径范围，对于该技术在黄土中的应用虽然仍有不少学者持谨慎态度[38]，其原因在于黄土组成中，大于 0.125 mm 的颗粒含量很少，而占优势的颗粒为粉砂和粘土，石英颗粒多被硅质包裹。但大量的研究结果业已证明，利用黄土中石英表面结构来探讨黄土的物质来源和成因，是一种行之有效的方法[39~46]。对于黄土分析中最佳粒径的选择也有不少研究成果，如卢演俦等在研究黄土高原洛川和午城柳树沟黄土石英表面结构中，使用了 0.02～0.05 mm 这一粒级[47]。方小敏在研究兰州地区黄土时，仔细分析了各粒级对环境反映的灵敏性，认为 0.01～0.005 mm 石英颗粒基本可反映它的成因类型，但表面结构特征发育不典型，特征成因组合发育不全；<0.005 mm 石英颗粒表面结构很难反映其成因类型；而 0.125～0.01 mm 的石英颗粒除少部分为硅质覆盖外，完全可以反映成因类型；0.125～0.5 mm 石英颗粒能比较灵敏和全面地记录它的成因信息，表面结构成因组合发育齐全[48]。

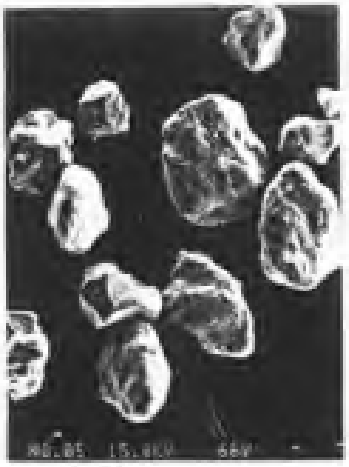
鉴于伊犁黄土组成中大于 0.125 mm 的颗粒含量很少，参照方小敏等的经验，故而在研究中选取了能较好地反映其成因类型的大于 0.01 mm 这一粒级范围作为研究对象。

一、颗粒形态

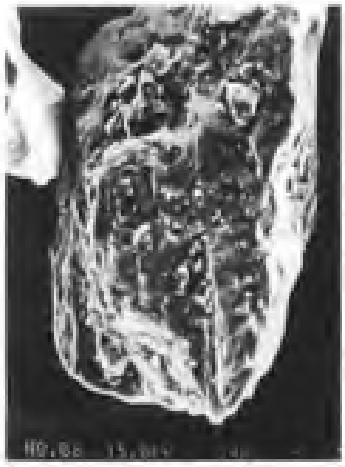
据分析，伊犁地区黄土样品中石英颗粒形态复杂多样，虽然主体以棱和次棱角状为主，但也含有圆和次圆颗粒（图 4-20－1、2）。在东部的巩乃斯谷地，喀什河谷地，石英颗粒以棱、次棱角状占优势，而在西部伊犁河谷地，特别是霍城清水河一带个别离沙漠较近、颗粒较粗的黄土样品中，次圆与圆形颗粒含量较高。众所周知，颗粒形态能从总体上反映地质营力和环境的综合作用效应。对现代不同类型沉积中石英砂的研究结果表明，风成石英砂多为次棱、次圆和圆形，这是风力作用长期磨蚀的结果。而次棱、棱角状颗粒是冰川、洪积、泥流沉积以及残一坡积物中石英颗粒常具的形态特征。由此可见，伊犁地区黄土物质并非来自单一沉积物，而是来自多种成因、不同类型的沉积物。由此也证明，粉尘在沉积前经过了充分的混合，而具有这种混合能力的只有风，它既能使不同成因的颗粒混合，而又不破坏其原有的特征。从西部样品中出现磨圆较好的颗粒来看，结合粒度组成中以细砂和粗粉砂为主这一特征表明粉尘有一部分来自伊犁谷地西部的沙漠。



1. 整体磨圆度不好



2. 颗粒磨圆度好



3. 表面有丰富的
硅质鳞片形成



4. 解理层转化，硅质球形成



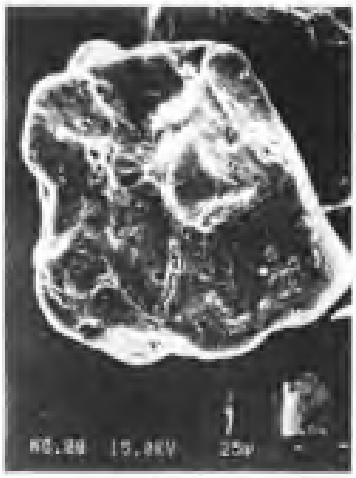
5. 风蚀环境中贝壳状
断口已被溶蚀



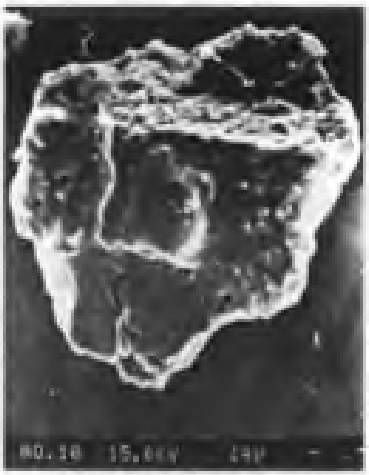
56. 磨圆度极好，SiO_2 沉淀较厚
具典型麻面结构



7. 解理层已被 SiO_2 沉淀改造
硅质球和裂纹出现



8. 表面有多处破坏
坑和硅质裂纹

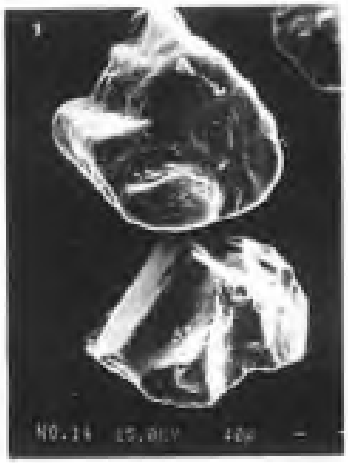


9. 有明显的撞击裂纹和大的
撞击坑，坑内 SiO_2 明显

图 4-20　新疆伊犁地区黄土石英颗粒表面形态



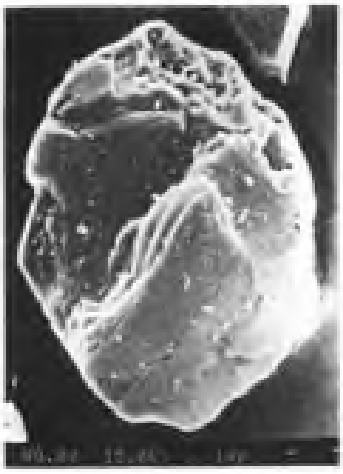
10. 表面有明显的 V 形坑



11. 表面有明显的撞击槽



12. 表面有撞击
槽和撞击麻点



13. 有强风暴后大的撞击
坑，并有解理层



14. 表面硅质沉淀明显



15. 有较厚的硅质
沉淀和撞击坑



16. 局部放大后见较厚的硅质
沉淀，并有硅质球



17. 边缘有大的碗形坑



18. 撞击坑内形成硅质
沉淀和硅质球

续图 4-20　新疆伊犁地区黄土石英颗粒表面形态

二、表面结构

已有的研究成果揭示，黄土中石英颗粒表面的微结构比较复杂，这是因为粉尘颗粒的形成、搬运过程和沉积后的黄土化过程都将对其表面结构产生影响，因此，同一颗粒表面往往出现多种结构特征。王永焱等在研究黄土中石英颗粒表面结构时将之分为两大类，即机械结构和化学结构。机械结构主要指颗粒形成时的原始结构，还包括后期搬运过程中所附加的一些后生结构。它包括：解理面、凹坑、槽沟、断裂裂缝、贝壳状断口和麻面结构等；化学结构是粉尘沉积后的成壤作用中产生的结构，主要包括：氧化硅淀积层、溶蚀及刻蚀结构等[46]。在伊犁黄土中石英颗粒表面结构多为复合结构，既具有机械作用的痕迹，又有化学作用的烙印。

解理面是黄土中石英颗粒在机械作用下，沿解理面劈开的平坦面。伊犁黄土中石英颗粒表面常可见到由不同高度解理面平行出现组成的阶梯状解理面。但解理片已不像新形成的石英颗粒那样平整干净，解理片边缘已圆化，并有较丰富的氧化硅淀积（图 4-20－3、4）。

贝壳状断口也是伊犁黄土中石英常见的表面结构。贝壳状断口是石英遭机械作用形成的又一种断裂面，新鲜的贝壳状断口弧线棱角分明，伊犁黄土种石英的贝壳状断口常常有磨蚀的痕迹（图 4-20－5），表明石英在断裂后又进入新的环境，并经历了长期的磨蚀作用，由此不难说明，石英颗粒经历了长途搬运，而非近源沉积。

麻面结构是风蚀作用的最好见证。伊犁黄土中石英颗粒表面也能见到麻面结构（图 4-20－6）。麻面结构通常在磨圆度较高的颗粒表面尤为突出，并且在其表面覆有较厚的 SiO_2 沉淀。

断裂裂缝是伊犁黄土中石英表面可见到的另一种微形态。该种裂缝有的已使石英颗粒部分断开，断开两部分之间缝隙明显，而另有一些仅有裂纹存在，两部分尚未完全断开（图 4-20－7、8、9）。裂缝多呈弯弯曲曲的弧形，边缘棱角锐利，两侧曲线凸凹相间。对于裂缝的形成，有人认为是化学作用所致，也有人认为是冰冻风化的见证。伊犁黄土中石英表面裂缝特征显示，风化作用和化学作用共同影响是裂缝生成的主要原因。

V 形、碟形坑。一般认为，V 形坑和碟形坑都是石英颗粒遭撞击后留下的表面“伤痕”。V 形坑如出现在颗粒的边缘，被看作是水下作用的典型。伊犁黄土中石英表面不但可见到 V 形坑，也可见到碟形及其他形状的凹坑，有些表面可见到强风暴形成的大的撞击坑和解理层。有些颗粒表面即有撞击凹坑，又有麻点，但大多数坑凹中都有硅质沉淀物形成，有些甚至已被硅质沉积充满并具有硅质球生成（图 4-20－10、11、12、13）。

化学结构在伊犁黄土中石英表面主要表现为不同类型的硅质沉淀，如硅质球，硅质鳞片和硅质薄膜。石英颗粒的磨蚀与溶解产生的过饱和二氧化硅溶液导致硅质沉积的形成。在伊犁黄土中石英表面坑凹和裂缝中均有硅质淀积物形成，有些部位不但二氧化硅淀积层厚，而且有硅质球生成（图 4-20－14、15、16、17、18）。有些表面有明显的化学溶解凹槽。方小敏等的研究揭示，在干旱区坡积物、洪积物和冰碛物中均可见到较多的硅质覆盖颗粒，这些沉积物均因处在干旱环境下而局部渗漏水循环条件较好，致使碱性水不能溶蚀石英砂和其他硅酸盐矿物并就地沉积而成。从伊犁黄土石英表面化学结构整体来看，

二氧化硅沉积略显不足，和黄土高原的马兰黄土类似，而和较老的午城黄土明显不同。

三、石英表面形态与黄土成因

综上所述，虽然伊犁黄土中石英表面微形态揭示，粉尘物质的形成机制是多方面的，即粉尘的形成过程较复杂，即具有冰碛、残坡积、洪积等混杂堆积特征，又具有河流、风成砂的某些特征。但从形态组合来看，常常是化学结构和机械结构并存，如机械作用的凹坑、解理、断口明显，但又有后期磨蚀使其圆化、化学作用使凹坑变浅等特征。不难推断，粉尘颗粒在形成后经搬运、沉积，既保留了原始的结构，又形成了新的结构，这样的特征只有在干旱的、磨蚀作用不强烈的环境中才能形成这种原生与次生结构的组合，也就是说，只有风搬运作用才能使石英颗粒表面具有上述特征组合。因为流水的长期作用将不可避免地将石英表面的原生结构消灭。另一方面，正是多种成因的沉积物的组合叠加，为风的侵蚀提供了充足的粉尘物质。可见，正是该区黄土物质生成机制的复杂性，恰恰成为该区黄土为风成沉积的最好证明。

第五节　黄土与古土壤微结构

布鲁尔认为，由土壤固体颗粒及其有关空隙的空间排列所反映的土壤物质的物理构成称为土壤微结构。土壤物质乃指土壤特征相当稳定且可变化的单位，包括骨骼物质(Skeleton Grains)、成壤过程中较稳定的大于 2 Φ 的单位(如矿物碎屑、岩屑及有机体等)和细粒物质(成壤过程中的易变化、可再分配的小于 2 Φ 的矿物质、有机质和相对可溶物质)。土壤微结构反映了固体颗粒和空隙在土壤中的总体排列形式，它将骨骼颗粒、细粒物质、土壤形成物和孔隙在土壤中的相关分布状况表现出来，能反映土壤成土作用和土壤发生过程的全貌。黄土与古土壤微结构研究的主要对象是粗颗粒之间的接触关系、孔隙形态及大小、胶结物种类、赋存状态和胶结程度[49]。由于这些特征是物质形成、搬运、堆积和风化成土过程的全部记录，所以黄土与古土壤的微结构对于鉴别黄土风化程度、古土壤发生类型、恢复古环境等都具有重要意义。

薄片样品采自伊犁则克台黄土剖面，该区地处荒漠草原带，古土壤发育程度远不及草原地带。黄土微结构薄片的显微镜观察表明[50]，伊犁黄土粗颗粒以石英、长石和原生碳酸盐为主。石英多呈棱、次棱角状。长石表面具绢云母化、高岭土化现象。原生碳酸盐颗粒以圆和次圆状居多。就总体而言，矿物颗粒边缘平整，未见明显溶蚀现象。颗粒之间接触形式包括点接触、棱边接触等，局部聚集成组分布。黄土孔隙主要为几十微米大小的原生粒间孔隙，按粗颗粒的排列方式划分多属镶嵌孔隙，其次为支架孔隙，几百微米的次生大孔隙及裂隙状孔隙仅占少数。黄土中的胶结物主要为粒径小于 5 μm 的石英、长石、碳酸盐、云母和粘土矿物。粘土矿物以高岭土和水云母为主，次生微晶碳酸盐呈集合体或与其他细粒物质胶结成细颗粒呈斑状分布。根据黄土高原黄土微结构研究结果，黄土一般具有粒状微结构，碎屑骨骼颗粒由孔隙相连，碎屑颗粒直接接触或接触处由少量细粒物质相联结，相当于接触或接触－基底式胶结，而古土壤或显著风化的黄土一般具有斑状微结

构，粗粒物质之间有细颗粒联结，细粒物质浓密、增厚，骨骼颗粒为细粒物质包围，粒间空隙变小[4]。伊犁黄土粗颗粒相互接触，细粒胶结物黏附在粗颗粒表面或充填于粗颗粒之间，胶结物的赋存状态为填隙状，局部为聚集状，因此伊犁黄土属于孔隙胶结及孔隙—斑状胶结，与黄土高原黄土的胶结形式接触或接触—基底式胶结类同。

伊犁古土壤中的粗颗粒与黄土类似，但相对含量有所变化，矿物蚀变现象明显，粗颗粒减少，粘粒含量增加。长石明显绢云母化，黑云母绿泥石化，原生碳酸盐颗粒出现溶蚀和"细化"。粗颗粒相互接触关系多表现为分散状，彼此分离呈"飘浮"状，仅少数为点或棱接触。与黄土相比，古土壤孔隙度减小，而且在大孔隙或裂隙状孔隙边缘有次生碳酸盐充填，同时具有明显的铁染现象。细粒胶结物分布不均。基于上述特征，伊犁古土壤属于斑状胶结或斑状—基底胶结。

参考文献

1 刘东生，张宗祜. 中国的黄土. 地质学报，1962，42(2)：1～14.

2 叶玮. 新疆伊犁地区自然环境特点与黄土形成条件. 干旱区地理，1999，22(3)：9～16.

3 叶玮等. 新疆伊犁地区黄土的粒度特征与物质来源. 干旱区地理，1998，21(4)，1～8.

4 刘东生等. 黄土与环境. 北京：科学出版社，1985.

5 戴雪荣等. 兰州风尘沉积的粒度分布模式及其古气候意义. 沉积学报，2000，18(1)：36～42.

6 中科院新疆地理所编. 天山山体演化. 北京：科学出版社，1986：156.

7 冯先岳，吴秀莲. 北疆黄土与黄土状岩石. 见：新疆第四纪地质与冰川地质论文集. 乌鲁木齐：新疆人民出版社，1981：67～80.

8 赵兴有等. 晚更新世中期以来克里雅河流域黄土沉积特征与环境演化. 干旱区地理，1995，18(1)：51～59.

9 Dodonov, A. E. and Baiguzina, L. L. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects, Quaternary Science Review, 1995, 14:707～720.

10 Pye, K. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press, 1987.

11 Liu, T. S. *et al*. A satellite image study on the dust storm at Beijing on April 17～21, 1980. In: Quaternary Geology and Environment of China. Beijing: China Ocean Press, 1982:49～52.

12 Liu, T. S. *et al*. The dust fall in Beijing, China on April 18, 1980. Geol. Soc. Am. . Special paper, 1981, (186): 149～157.

13 Han, J. M. A preliminary study on the clay mineralogy of loess at Luochuan section. In: Quaternary Geology and Environment of China. Beijing: China Ocean Press, 1982:67～72.

14 安芷生等. 淀积铁质粘粒胶膜及其成因意义. 科学通报，1979，24：356～359.

15 Tsoar, H. and Pye, K. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology, 1987, 34:139～153.

16 任明达等. 现代沉积环境概论. 北京：科学出版社，1985.

17 孙东怀. 晚新生代黄土高原风尘序列的磁性地层与古气候记录. 博士论文，1997.

18 朱莲芳等. 黄河兰州段(西固—雁滩)现代沉积物及粒度分布特征. 石油地质，1980，(4)：15～19.

19 张小曳等. 中国内陆大气颗粒物的搬运、沉积及反映的气候变化. 中国科学，1994，24(12)：1314～1322.

20 中国科学院新疆资源开发综合考察队编. 新疆第四纪地质与环境. 北京：中国农业出版社，1994.

21 成都地质学院陕北队编. 沉积物粒度分析及其应用. 北京：地质出版社，1976.

22 朱海之等. 黄土结构某些特征的初步研究. 见：第四纪地质问题. 北京：科学出版社，1964：140～150.

23 刘东生等. 中国的黄土堆积. 北京：科学出版社，1965.

24 A. 奥勃鲁切夫. 准噶尔盆地西北部的黄土. 见：论黄土. 北京：地质出版社，1958：133～138.

25 李保生等. 塔克拉玛干沙漠及其以南风成相带划分和认识. 地质学报，1995，69(1)：78～87.

26 高存海等. 中昆仑山北坡黄土特征及其环境. 地理研究,1991,10(4):40~50.
27 Friedman, G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. J. Sedimentary Petrology, 1967, 37: 327~354.
28 Landim, P. M. B. *et al*. Distinction between tills and other diamictons based on textural characteristics. J, Sedim Petrology, 1968, 38: 1213~1223.
29 Moiola, R. J. *et al*. Texture paramters: An evaluation. J. Sedimentary Petrology, 1968, 38: 45~53.
30 张淑瑗. 甘肃兰州古浪一带黄土的碎屑矿物. 中国第四纪研究, 1965,4(1),32~46.
31 刘东生等. 黄土的物质成分与结构. 北京:科学出版社,1965.
32 王克鲁等. 山西午城黄土的矿物成分. 见:第四纪地质问题. 北京:科学出版社,1964.
33 文启忠等. 甘肃陇西盆地的黄土. 地理科学,1982,(2):202~209.
34 王永焱等. 陕北陇东黄土区第四纪地层的划分. 地质学报,1966,(46):102~117.
35 曾河清. 黄河中游黄土的碎屑矿物和结构研究. 中国第四纪研究,1965,4(1):47~61.
36 中国科学院登山科学考察队主编. 天山托木尔峰地区地质与古生物. 乌鲁木齐:新疆人民出版社, 1985.
37 赵兴有等. 克里雅河流域黄土的矿物组合特征及环境意义. 干旱区地理,1997,20(3):62~68.
38 Krinsley, D. H. *et al*. Atlas of quartz sand grain surface textures. Cambridge University Press, New York, 1973:91.
39 Krinsley, D. H. *et al*. A technique for the study of the surface textures of a sand grain with electric microscope. J. Sedimentary Petrology, 1964,34:743~748.
40 王颖等. 石英砂表面结构模式图集. 北京:科学出版社,1985.
41 方小敏等. 兰州马衔山混杂堆积物中石英砂特征及环境意义. 冰川冻土,1987,(3):251~256.
42 陈发虎等. 扫描电镜所揭示的安宁砂特征和成因. 兰州大学学报(自然科学版),1987,23(4):137~144.
43 Pye, K. SEM investigations of quarts silt micro-textures in relation to the source of loess. In: edited by M. Pecsi: Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 1984: 139~151.
44 Pye. K. Grain surface textures and carbonate content of late Pleistocene loess from West Germany and Poland. J. Sedimentary Petrology, 1983, 53:973~980.
45 Smalley, I. *et al*. The formation of fine particles in sandy desert and the nature of desert loess. J. Sedimentary Petrology, 1968, 38(3): 766~774.
46 王永焱等. 黄土中石英颗粒表面结构与中国黄土的成因. 地理学报,1982,37(1):35~40.
47 卢演俦等. 中国黄土物质来源的初步探讨—石英、粉砂颗粒表面结构的电子显微镜研究. 地球化学, 1976,(1): 47~53.
48 方小敏等. 试从兰州地区黄土石英砂表面特征探讨黄土物质来源、成因及环境变迁. 见:中国第四纪冰川与环境研究中心等编. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京:科学出版社,1991:138~148.
49 王永焱,滕志宏. 中国黄土的微结构及其在时代上和区域上的变化. 科学通报,1982,17(2):102~106.
50 钱亦兵,叶玮. 新疆伊犁地区黄土与古土壤微结构及矿物成分分析. 干旱区地理,2000,23(2):109~111.

第五章　黄土的地球化学特征

众所周知，用地球化学方法去研究黄土即所谓黄土地球化学，因此黄土地球化学是研究黄土中不同元素的分布、迁移和富集规律的一门科学。关于黄土的地球化学特征世界上有不少人作过研究。在国际上，黄土广泛分布的前苏联的科学家们早在60年代就对俄罗斯地区黄土中的主要元素和微量元素作了分析，并用数理统计的方法重点研究了黄土中 Ti、Zr、Cr、Cu 和 Mu 的分布状况及黄土中碳酸钙的地球化学特征。美国、新西兰等国的科学家也曾探讨过黄土和碳酸盐中微量元素的含量及其分配规律，利用元素地球化学特征鉴别古土壤[1~3]。以著名的澳大利亚地球化学家 Taylor 为首的科学家们于20世纪80年代，利用地球化学方法，对包括中国在内的世界各地的黄土进行了主要元素、微量元素、稀土元素和同位素研究后发现，尽管世界各地的黄土具有不同的物源区，并沉积在不同的环境中，黄土的地球化学组成具有较好的均一性，各地黄土的稀土元素分布模式也很雷同，因此提出可用黄土的地球化学组成代表大陆地壳平均组成[4~5]。继 Taylor 之后，刘从强、Gallet 等又分别对新疆塔里木盆地第四纪沉积物[6~7]和黄土高原的黄土进行了地球化学方面的研究工作[8~9]，其结果都支持 Taylor 的观点。中国黄土地球化学研究工作始于60年代，文启忠等曾以黄河中游黄土为重点，结合有关地区，进行了黄土地球化学方面的研究工作，积累了大量资料。研究结果表明，黄土中无论是主要元素还是微量元素或稀土元素，其含量的区域变化都很小。黄河中游各地的马兰黄土及其粘粒组分中的 REE 模式具有类似性。另一方面，黄土地球化学特征具有明显的分带性，黄河中游地区马兰黄土中的微量元素含量由西北向东南逐渐增加，与黄土粒度由西北至东南的增加相一致。另外，在完整的黄土剖面中，Ca、Sr、和 Fe^{2+} 等元素含量自下而上逐渐增加，碳酸盐含量也呈现有节奏的波动上升，Fe^{3+}、Al、K、Mn 和 Ti 等元素则自下而上降低。故而某些地球化学指标可用来作为古气候变化的代用指标[10~15]。近年来随着科学技术的不断发展，确定各种元素的测试手段层出不穷，精度也在不断提高，黄土地球化学研究工作的任务也随黄土研究阶段的变化而变化。近年来，科学家们在研究黄土地球化学特征，探求黄土物质组成和来源的同时，也在力求从元素的表生地球化学行为变化入手，开展了宇宙成因核素、氧、碳同位素、铁的环境意义和生物作用的地球化学过程等方面的研究工作，以试图寻找出可揭示过去全球变化规律的地球化学古气候代用指标[16~33]。本章将从主要元素、稀土元素和 Sr 同位素三个方面来讨论新疆西风区黄土的地球化学特征。

第一节　主要元素

一、主要元素含量

利用日本理化学所的 VF－320A X 荧光分析仪，对新疆典型西风区伊犁地区48块

表 5-1　新疆伊犁黄土与古土壤样品主要元素含量与烧失量表(单位:%)

样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计	LOI
弱发育古土壤													
L-68	61.3	0.70	13.4	0.0068	4.79	0.09	3.3	10.8	2.3	2.7	0.19	99.6	9.5
Z-37	61.3	0.74	13.2	0.0076	4.79	0.09	3.2	10.9	2.4	2.6	0.20	99.4	9.8
Z-41	60.7	0.73	13.2	0.0076	4.79	0.10	3.2	11.1	2.4	2.6	0.20	99.0	9.2
Z-57	60.8	0.70	13.5	0.0075	4.89	0.09	3.3	11.1	2.5	2.8	0.21	99.9	10.0
Z-61	62.0	0.77	13.7	0.0092	4.88	0.09	3.4	11.5	3.0	2.8	0.20	102.3	9
Z-101	60.1	0.69	13.4	0.0066	4.88	0.09	3.4	11.6	2.3	2.8	0.20	99.4	10.1
Z-106	60.0	0.73	13.4	0.0054	4.88	0.09	3.5	11.7	2.8	2.6	0.20	99.9	10.8
Z-115	63.2	0.75	13.5	0.0075	4.77	0.09	3.4	10.9	2.8	2.6	0.21	102.2	9.7
古土壤													
L-7	64.6	0.86	15.6	0.0122	6.31	0.14	3.0	2.0	2.6	3.4	0.15	98.6	5.2
L-26	63.4	0.78	14.9	0.0102	5.70	0.12	3.2	6.0	3.0	3.0	0.22	100.2	6.8
L-48	62.6	0.75	14.1	0.0085	5.22	0.10	3.1	8.6	3.0	2.9	0.21	100.5	7.7
ZS-58	59.2	0.74	14.2	0.0079	5.52	0.11	3.7	9.6	2.6	2.9	0.21	98.7	9.8
Z-191	60.4	0.73	14.0	0.0070	5.18	0.10	3.5	11.1	2.4	2.9	0.21	100.4	10.2
Z-201	62.4	0.72	14.4	0.0067	5.23	0.10	3.7	12.5	2.4	2.9	0.21	104.6	10.8
Z-207	61.6	0.72	13.9	0.0068	5.13	0.10	3.3	10.4	2.8	2.9	0.21	101.2	9.1
Z-215	60.9	0.74	13.9	0.0068	5.09	0.10	3.2	11.0	2.5	2.9	0.20	100.5	9.7
黄土													
L-4	54.7	0.61	12.5	0.0043	4.35	0.08	3.0	19.4	2.4	2.4	0.19	99.6	15.5
L-17	55.3	0.65	13.0	0.0066	4.74	0.09	3.6	15.3	3.4	2.4	0.19	98.5	12.9
L-34	59.4	0.69	13.5	0.0072	4.83	0.09	3.4	13.1	2.5	2.8	0.19	100.4	11.3
L-61	60.6	0.72	13.5	0.0074	4.83	0.09	3.2	11.1	2.6	2.7	0.20	99.6	9.0
L-75	60.5	0.73	13.8	0.0073	4.98	0.10	3.6	11.5	2.1	2.8	0.18	100.3	10.7
L-82	58.2	0.69	13.2	0.0063	4.70	0.08	3.1	15.7	2.1	2.5	0.21	100.6	14.2
WS-12	64.9	0.76	12.9	0.0070	4.41	0.09	2.9	10.1	2.7	2.7	0.22	101.7	8.5
S-30	62.8	0.69	12.6	0.0074	4.41	0.09	2.8	10.6	2.4	2.6	0.20	99.2	9.2
WS-56	60.6	0.75	13.0	0.0069	4.57	0.07	3.0	11.0	2.3	2.7	0.20	98.3	9.8
ZS-3	57.0	0.70	13.8	0.0073	5.17	0.10	2.7	13.6	1.3	2.9	0.20	97.5	16.8
ZS-7	56.5	0.67	13.2	0.0064	4.82	0.08	3.5	15.3	1.8	2.6	0.18	98.6	14.0
ZS-38	57.7	0.70	13.6	0.0085	5.16	0.10	3.8	12.5	2.3	2.8	0.19	98.8	11.6
SST-36	63.9	0.72	12.4	0.0059	4.22	0.09	2.5	10.0	2.4	2.6	0.20	98.9	8.5
Z-3	61.1	0.72	13.0	0.0065	4.51	0.08	3.0	12.9	2.2	2.5	0.19	100.2	11.9
Z-6	58.8	0.67	12.4	0.0051	4.42	0.08	3.1	12.1	2.4	2.5	0.19	96.6	10.6
Z-12	60.9	0.71	13.0	0.0069	4.64	0.09	3.2	11.0	2.5	2.6	0.20	98.7	9.4
Z-16	61.1	0.69	13.1	0.0075	4.67	0.09	3.2	10.9	2.5	2.7	0.20	99.1	9.4
Z-26	62.3	0.72	13.1	0.0073	4.65	0.09	3.1	10.7	2.4	2.7	0.21	100.0	9.5
Z-33	61.7	0.71	13.0	0.0065	4.57	0.09	3.0	10.8	2.5	2.6	0.20	99.1	9.6
Z-49	60.9	0.69	13.3	0.0078	4.85	0.09	3.2	10.9	2.6	2.7	0.20	99.6	9.7
Z-67	59.9	0.68	13.3	0.0074	4.80	0.09	3.3	11.9	2.5	2.7	0.20	99.3	10.1
Z-73	61.3	0.72	13.4	0.0059	4.86	0.09	3.3	11.3	2.3	2.7	0.20	100.3	10.1
Z-86	61.8	0.77	13.6	0.0072	4.82	0.09	3.3	10.9	2.3	2.7	0.21	100.4	9.7
Z-93	59.5	0.68	13.0	0.0078	4.72	0.09	3.3	11.9	3.1	2.4	0.20	98.7	10.2
Z-125	63.0	0.74	13.4	0.0061	4.70	0.09	3.2	10.8	2.7	2.6	0.21	101.5	9.2
Z-133	62.2	0.74	13.5	0.0074	4.84	0.09	3.3	10.8	2.6	2.7	0.20	100.9	9.6
Z-147	61.3	0.71	13.1	0.0061	4.68	0.09	3.0	10.8	2.4	2.7	0.21	99.0	9.3
Z-159	61.5	0.72	13.3	0.0075	4.84	0.09	3.2	10.4	2.6	2.7	0.21	99.5	9.2
Z-169	61.7	0.72	13.4	0.0069	4.87	0.09	3.4	10.3	2.7	2.6	0.21	100.0	9.7
Z-181	62.0	0.70	13.7	0.0055	4.91	0.09	3.3	10.2	2.6	2.8	0.21	100.6	9.2

* 表中 Fe_2O_3 实际为全铁

黄土与古土壤样品进行了主要元素(Major Element)分析,分析误差小于 2%。样品烧失

量的测定采用了将定量样品称重后置于马福炉中，在980℃温度下煅烧1小时后再称重方法获得。

如表5-1所示，伊犁黄土的烧失量为8.49%～16.48%，古土壤的烧失量为5.21%～10.8%，现代土壤烧失量11.9%～16.83%。相关分析表明，不论是黄土、古土壤还是现代土壤，烧失量与样品的碳酸盐含量密切相关，二者为正相关关系，相关系数 $R^2=0.9548$（图5-1A）。

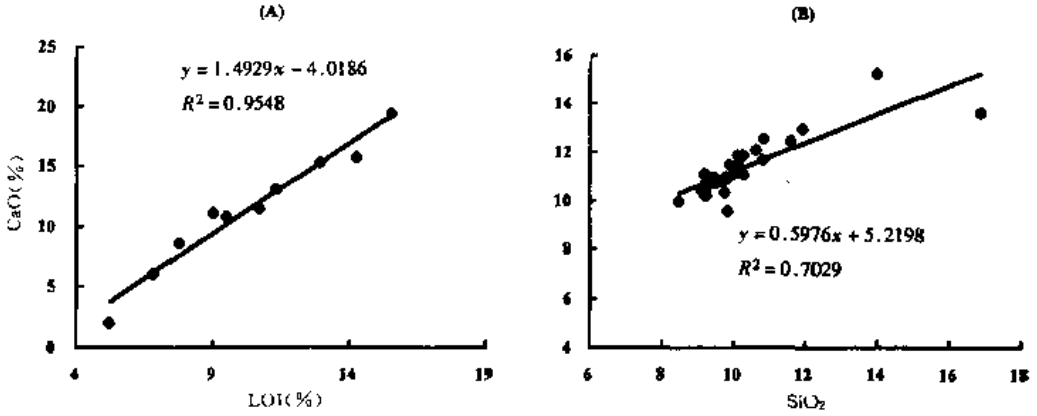


图5-1 伊犁黄土和古土壤烧失量、SiO_2含量与CaO含量相关关系

黄土与古土壤样品SiO_2含量分别变化于54.73%～63.85%和59.21%～64.57%之间，平均值分别为60.4%和61.9%。弱发育古土壤层SiO_2含量变化于60.0%～62.3%范围内，平均值(61.2%)界于黄土与古土壤之间。与弱发育古土壤层相比，黄土与古土壤SiO_2含量波动幅度相对较大。相关分析显示，不论是黄土、弱发育古土壤层，还是古土壤，SiO_2含量都与CaO含量负相关(图5-1(B))。作为自然界中主要的造岩元素，硅以氧化物和硅酸盐形式赋存于各种硅酸盐矿物中。一般而言，根据风化过程中的行为，硅酸盐被分为易溶解、不易溶解和轻度溶解三种不同类型。易溶解的硅酸盐，如橄榄石、辉石和角闪石等，在风化过程中将首先被分解，但在各类第四纪沉积物中，该类矿物含量很低，因此它们的分解与否对土体SiO_2含量影响并不显著。第二类如长石和云母等矿物，虽然不易分解，却易转变为粘土矿物。由于长石和云母为重要的造岩矿物，在第四纪沉积物中占有相当的比重，所以该类矿物的风化对土体SiO_2含量具有一定的影响。第三类以石英为代表，该类矿物是第四纪沉积物的主要组成部分，但因为石英溶解度极低，分解极其缓慢，除非在极端湿热的风化条件下，通常是土体中SiO_2的主要组成部分。矿物学研究证明，以粉砂为主，结构均匀的黄土中，石英含量40%～80%，长石和各类粘土矿物含量为5%～20%，碳酸盐1%～20%[34]。而粘土矿物和碳酸盐含量又和沉积环境、成壤强度等有关。不言而喻，黄土中SiO_2含量与黄土形成环境及其沉积后的成壤作用密切相关。伊犁地区地处干旱内陆，虽然古土壤的存在说明有较黄土形成作用强烈的成壤过程的存在，但由于温度和湿度的变化远远达不到亚热带和热带的水平，所以，就总体而言，黄土与古土壤SiO_2含量差别不大。然而，在于旱的气候条件下，土壤形成过程中碳酸盐化过程占主导地位，与半干旱和半湿润的东部季风区相比，新疆的碳酸盐累积作用十分强烈，而且碳酸盐

的表聚现象比较明显。除部分遭受较强淋溶作用的古土壤外，黄土、弱发育古土壤层和古土壤中都含有丰富的碳酸盐，从而影响上体 SiO_2 含量。碳酸盐含量高，SiO_2 含量相对降低。因为黄土碳酸盐含量的区域差异，导致了样品 SiO_2 的波动。

黄土与古土壤中 Al_2O_3 变化幅度较小(12.42%～15.64%)，尽管如此，古土壤还是能以稍高的 Al_2O_3 含量区别于黄土。伊犁地区的黄土 Al_2O_3 含量为 12.42%～13.69%，而古土壤 Al_2O_3 含量为 13.75%～15.64%，平均值分别为 13.18%和 14.38%。与古土壤相比，弱发育古土壤层 Al_2O_3 含量则与黄土十分接近，二者之间无明显差别(平均值为 13.18%和 13.42%)。这是铝的表生地球化学性质所决定的。自然界各种铝硅酸盐矿物分布十分广泛，它们在风化条件下都可以转变为粘土矿物，如伊利石、蒙托石和高岭石等。只有在热带、亚热带湿润且炎热的气候条件下，经风化作用形成的粘土矿物才能进一步发生红土化作用，使粘土矿物再分解，硅与铝分离并随水发生迁移，铝则在原地堆积形成风化最终产物铝土矿。可见，至使粘土矿物最终发生分离的重要因素是极其适宜的水热条件。在黄土广泛分布的干旱和半干旱区，无论是在东部季风区，还是西北部的西风区，即使在间冰期，气候条件很难达到热带和亚热带的水准，因此 Al_2O_3 的分异不明显。但从伊犁古上壤分析结果来看，在末次间冰期古土壤形成期间，部分粘土矿物发生分解，导致古土壤样品 Al_2O_3 含量的微细变化。

除 Al_2O_3 外，全铁、MnO 和 K_2O 也发生一定的分异。黄土和弱成壤层中全铁含量 4.22%～4.91%，平均含量分别为 4.7%和 4.8%；古土壤全铁含量 5.1%～6.31%，平均含量为 5.4%。MnO 含量在黄土和弱发育古土壤层中均为 0.07%～0.10%，平均含量为 0.09%；古土壤 0.10%～0.14%，平均 0.11%。K_2O 含量在黄土和弱发育古土壤层中变化于 2.4%～2.79%之间，平均分别为 2.65%和 2.68%；古土壤变化干 2.86%～3.35%之间，平均为 2.95%。研究表明，在干热气候条件下，氧化作用强烈，二价铁在原岩尚未完全分解之前，在硅铝酸盐矿物晶格中就被氧化成三价，从而使矿物晶格松弛，导致铝硅酸盐矿物发生风化。就总体而言，在还原和酸性条件下，铁的还原作用增强，铁呈二价被溶解，易发生迁移；而在氧化和碱性环境中，铁的氧化作用增强，二价铁被氧化为三价发生淀积。由于未做二价与三价铁的分离，很难从全铁含量去判断沉积物的形成环境，但从全铁含量的变化可以推测，在古土壤形成过程中，铁有一定的积累。而铁的淀积主要发生在氧化和碱性条件下，由此推论伊犁地区古土壤形成干较为干旱，pH 值高的氧化环境中。与铁类同，锰在表生作用中的地球化学行为也取决于价态的改变，即低价锰可进入溶液发生迁移，而高价锰则易于从溶液中淀积出来。但由于锰与氧的亲合能力低于铁，在沉积过程中铁将先于锰发生淀积。伊犁黄上与古土壤中锰含量虽然差别不大，但也从另一方面证明古土壤可能形成于更为碱性的氧化环境中。钾在元素周期表中的位置决定了它属于易溶元素，易随矿物的风化而发生迁移。但由于钾的离子半径较大，易于被土壤吸附，所以钾在土壤中的富集能力大于钠。从上述钾的含量分析不难看出，伊犁古土壤较黄土吸附了更多的钾，无疑这与古土壤层较高的粘土含量有关。

二、分子比及其地质意义

在岩石和沉积物主要元素研究中，元素氧化物的分子比常被用来作为风化程度的度

量。它们包括常用的硅铝率(SiO_2/Al_2O_3)、硅铝铁率($SiO_2/Fe_2O_3+Al_2O_3$)、CaO/MgO、K_2O/Na_2O、$(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ 和变化化学指数 CIA 等。其中 CIA 定义为：

$$CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]\times 100$$

式中的各值均为分子比，CaO 定义为岩石硅酸盐碎屑中氧化钙的含量。由于样品测试结果中包括了碳酸钙在内，因此 Nesbitt 建议用一定的方法加以修正，以便在碳酸钙含量未知的情况下求取 CIA 计算中所需要的 CaO[35]。作者采用了本多·将俊在计算塔里木盆地沙丘沙及黄土 CIA 值时所推荐的方法①。

如表 5-2 所示，伊犁地区黄土硅铝率和硅铝铁率分别变化于 7.18～8.73 和 5.78～7.17 之间，弱发育古土壤变化于 7.60～7.94 和 6.17～6.48 之间，而古土壤变化于 7.01～7.53 和 5.57～6.09 范围内。不难看出，黄土硅铝率、硅铝铁率大于古土壤，而弱发育古土壤则位于其间，反映了成壤强度的差异，尽管这种差异并不十分明显。从碱土金属 Ca 与 Mg 的分异程度来看，除少数样品外，黄土与古土壤 CaO、MgO 比值分别于 2.0～3.0 之间，反映就整体而言沉积和成壤过程中 Ca 与 Mg 的分异不明显，但在一定的时段中，钙的淋溶和镁的积累作用显著。因此，在黄土中出现了钙、镁比值的极端高值(4.72)，而古土壤中呈现极端低值(0.47)。前人工作已经证明，K_2O 与 Na_2O 比值，与矿物成分和粒度组分有关，由于黄土的矿物成分总体类似，则其比值主要与粒度组分有关，反映了粘化作用程度[36]。从伊犁黄土与古土壤钾、钠比值来看，关系较为复杂。如比值高者并未都对应于古土壤或弱发育古土壤，相反，有些黄土层呈现较高的钾、钠比，而且与碳酸盐的淀积密切相关，即碳酸盐含量高，钾、钠比也高。其原因有待深入研究。$(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ 反映了活动组分与惰性组分之间的关系，与气候条件密切相关。伊犁黄土与弱发育古土壤其值分别位于 1.89～3.36 和 1.97～2.14 之间，显然黄土较弱发育古土壤 $(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ 比值波动幅度大。古土壤其值均小于等于 2.0，与黄土和弱发育古土壤相比，成壤过程中活动组分曾发生迁移，但迁移量因气候、环境而异。古土壤中该比值最小为 0.73，反映古土壤发育时水热条件优越，最高可达 2.08，说明成壤作用相对微弱。有关研究揭示[35]，地壳上部物质大约由 21%的石英、41%的钙长石和 21%的钾长石组成。在地壳风化过程中，长石风化形成粘土矿物，Ca、Na 和 K 通常随长石的风化而发生迁移，风化产物中 Al 含量增加。另一方面，沉积物在搬运和沉积过程中的分选作用将导致矿物的分馏，从而使 CIA 发生变化，故 CIA 是岩石或沉积物风化程度的最好度量。未蚀变的钠、钙和钾长石 CIA 值为 50，而透辉石为 0，新鲜的玄武岩为 30～45，花岗岩和花岗片麻岩为 45～55，白云母为 75，伊利石、蒙托石和拜来石为 75～85，高岭石和绿泥石其值接近 100。页岩 70～75。根据 Taylor 等的研究结果，未风化的大陆地壳的 CIA 值为 50，黄土 55～70[4]。伊犁黄土的 CIA 值分布于 51.96～66.84 之间，但绝大多数样品集中分布于 56～59 之间，反映黄土成分的高度一致性。弱发育古土壤 CIA 值 54.65～58.69，古土壤 55.44～58.94。由此可见，不论是黄土，还是古土壤，CIA 值都集中分布在 55～60 之间，正好位于 Taylor 等的黄土区间中。Gallet 等在研究了欧洲、美洲和中国黄土高原的黄土后也发现，除密西西比黄土外，其他地区的黄土都具有较上地壳平

① 本多将俊. 中国各地的沙丘沉积及黄土的地球化学、矿物学和沉积学研究. 博士论文，1999，3.

表 5-2　新疆伊犁黄土与古土壤样品主要元素各种分子比

样品号	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3^* + Al_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{CaO+K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	CIA (%)
弱发育古土壤						
L-68	7.77	6.32	2.37	0.76	1.97	58.69
Z-37	7.87	6.39	2.47	0.73	2.01	58.43
Z-41	7.79	6.33	2.54	0.71	2.04	58.01
Z-57	7.64	6.21	2.41	0.73	2.03	57.30
Z-61	7.65	6.24	2.43	0.60	2.10	54.65
Z-101	7.63	6.19	2.48	0.80	2.08	58.48
Z-106	7.60	6.17	2.10	0.61	2.14	55.74
Z-115	7.94	6.48	2.30	0.62	2.01	56.28
古土壤						
L-7	7.01	5.57	0.47	0.85	0.73	58.94
L-26	7.23	5.81	1.34	0.66	1.27	56.54
L-48	7.53	6.09	2.01	0.64	1.67	55.44
ZS-58	7.08	5.67	1.87	0.74	1.74	58.12
Z-191	7.35	5.94	2.27	0.80	1.94	58.98
Z-201	7.36	5.97	2.44	0.80	2.08	59.06
Z-207	7.51	6.08	2.25	0.69	1.92	56.03
Z-215	7.43	6.02	2.44	0.75	1.95	57.84
黄土						
L-4	7.46	6.10	4.72	0.67	3.36	57.14
L-17	7.23	5.86	3.09	0.47	2.77	51.96
L-34	7.49	6.09	2.77	0.72	2.29	57.26
L-61	7.62	6.20	2.49	0.69	2.03	56.68
L-75	7.43	6.04	2.27	0.86	1.98	60.73
L-82	7.46	6.08	3.60	0.80	2.62	60.89
WS-12	8.53	7.00	2.47	0.66	1.99	55.35
WS-30	8.43	6.90	2.71	0.73	2.06	57.17
WS-56	7.91	6.46	2.61	0.79	2.05	58.32
ZS-3	6.99	5.64	3.66	1.41	2.18	66.84
ZS-7	7.30	5.91	3.11	0.95	2.55	62.78
ZS-38	7.18	5.78	2.35	0.82	2.16	59.26
SST-36	8.73	7.17	2.86	0.72	2.00	56.88
Z-3	8.00	6.55	3.14	0.73	2.30	59.34
Z-6	8.05	6.56	2.78	0.70	2.30	57.24
Z-12	7.98	6.49	2.46	0.71	2.07	57.16
Z-16	7.90	6.44	2.43	0.71	2.03	57.42
Z-26	8.07	6.58	2.47	0.73	2.01	57.77
Z-33	8.09	6.60	2.57	0.70	2.05	57.20
Z-49	7.76	6.30	2.41	0.68	2.03	56.30
Z-67	7.64	6.21	2.57	0.71	2.15	57.23
Z-73	7.78	6.31	2.44	0.77	2.04	58.73
Z-86	7.74	6.31	2.38	0.78	1.96	59.08
Z-93	7.79	6.32	2.58	0.51	2.25	53.89
Z-125	7.99	6.53	2.40	0.64	2.01	56.40
Z-133	7.82	6.36	2.36	0.68	1.99	56.88
Z-147	7.97	6.49	2.58	0.73	2.03	57.59
Z-159	7.85	6.37	2.38	0.69	1.97	56.50
Z-169	7.82	6.35	2.22	0.64	1.94	56.69
Z-181	7.69	6.26	2.21	0.71	1.89	57.10

* 表中 Fe_2O_3 为全铁，因分析中未做二价和三价铁分离。

均组成为高的 CIA 值，而且尽管黄土的源区不同，但 CIA 值相近，反映黄土沉积大致类似的变化历史[9]。将新疆不同区域黄土 CIA 进行对比可以得出与 Gallet 类似的结论，即虽然分布于新疆不同黄土亚区的黄土可能具有不同的物质来源，其形成气候条件和沉积环境也存在差别，但它们的 CIA 值相近。据本多．将俊对塔里木盆地和准噶尔盆地沙丘沙和黄土的研究结果，塔克拉玛干沙漠砂的 CIA 值 50～55，但随沙丘砂粒度的变化 CIA 值也发生变化，粒度愈细，CIA 值愈高。粒径 150～300 μm 粒度的碎屑，CIA 值 52～55，而小于 45 μm 粒级碎屑的 CIA 值为 56～59。塔里木黄土的 CIA 值 56～60，与小于 45 μm 风沙碎屑的 CIA 值相一致。准噶尔盆地黄土样品 CIA 值为 60。据中国科学院贵阳地化所的主要元素分析资料[37]计算可知，塔里木盆地南缘普鲁、皮山至叶城一带，黄土的 CIA 值为 59.07～63.05，平均 61.84；和田地区大气降尘的 CIA 为 62.63；准噶尔盆地马兰黄土的 CIA 值 55.62～61.72，平均 59.49；古土壤 CIA 值 55.94～61.81，平均 59.21。新疆不同黄土亚区黄土、古土壤 CIA 值的这种相似性，也为世界风成黄土的高度均一性提供了证据，表明黄土在沉积之前经历了多次的地质循环和充分混合。

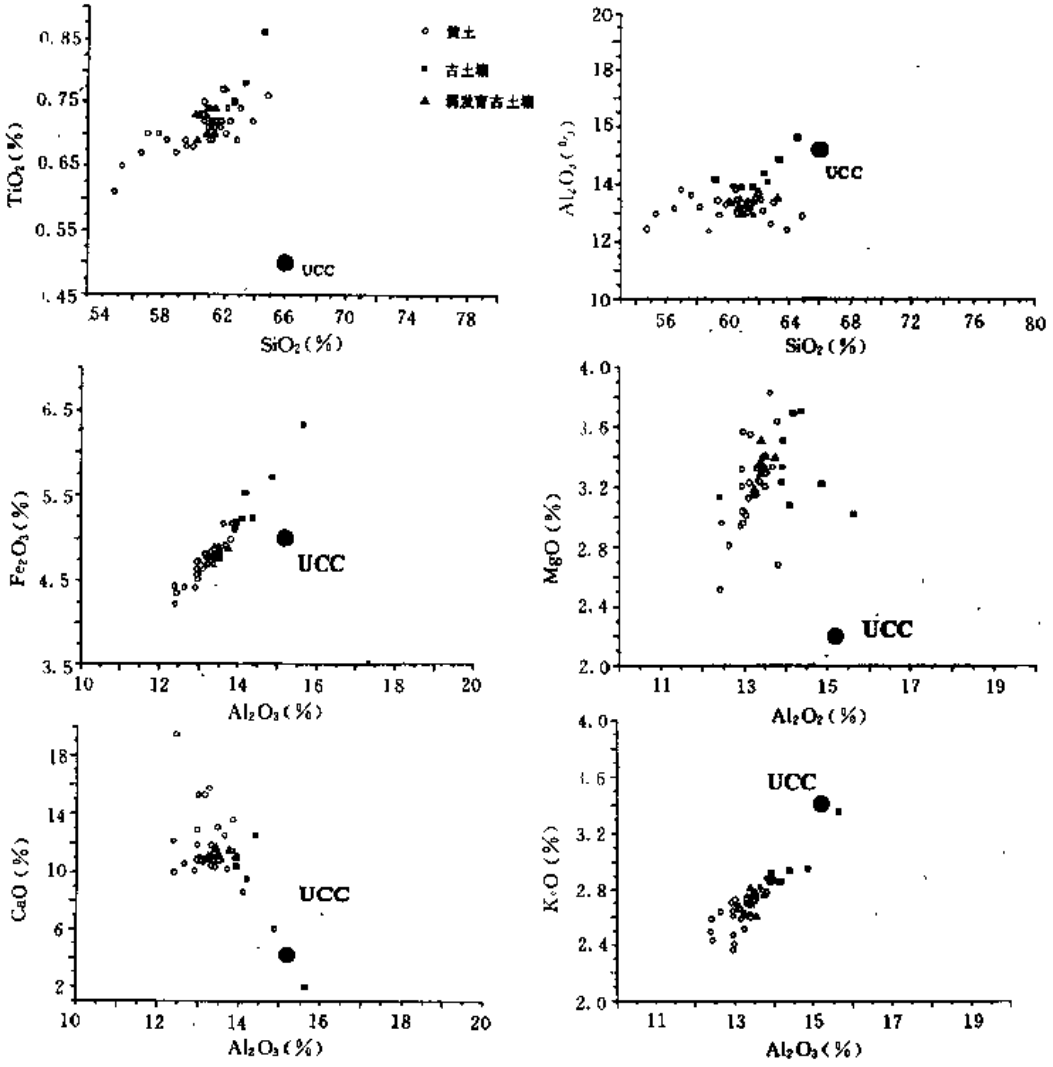


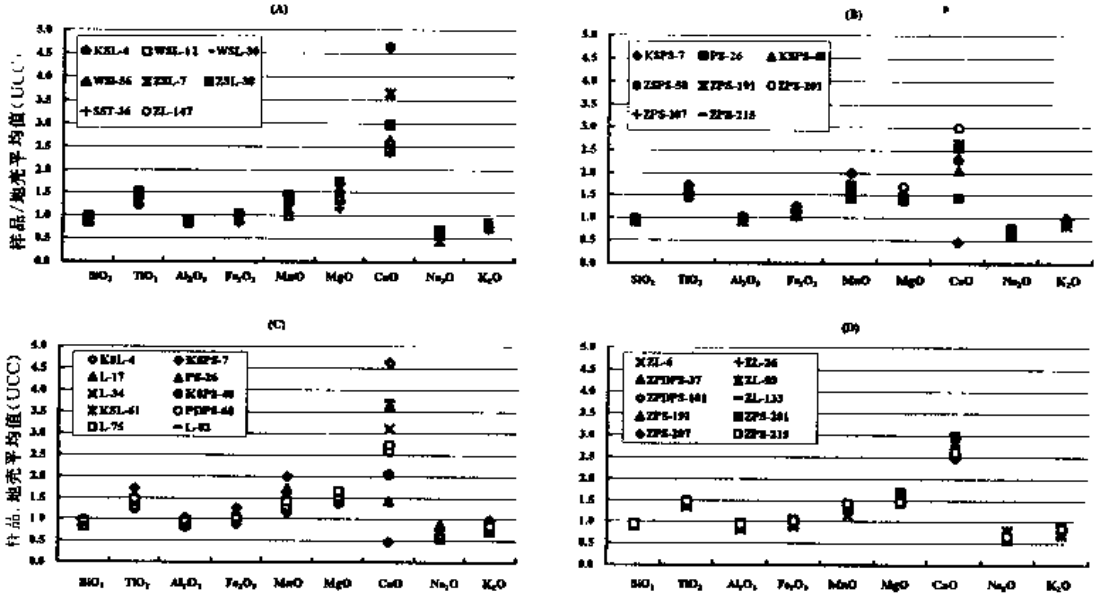
图 5.2　伊犁黄土主要元素散点图

三、主要元素散点图

为了直观地反映黄土与古土壤主要元素的变化特征，常以 SiO_2 和 Al_2O_3 为横坐标，利用其他各元素为纵坐标作散点图。如图 5-2 所示，各类不同的散点图中伊犁地区黄土样品相对集中分布在一定的区域，而古土壤则分布在与黄土不相同的区间，弱发育古土壤则位于二者之间。与黄土相比，古土壤样品更接近于地壳平均丰度。

四、主要元素标准化曲线

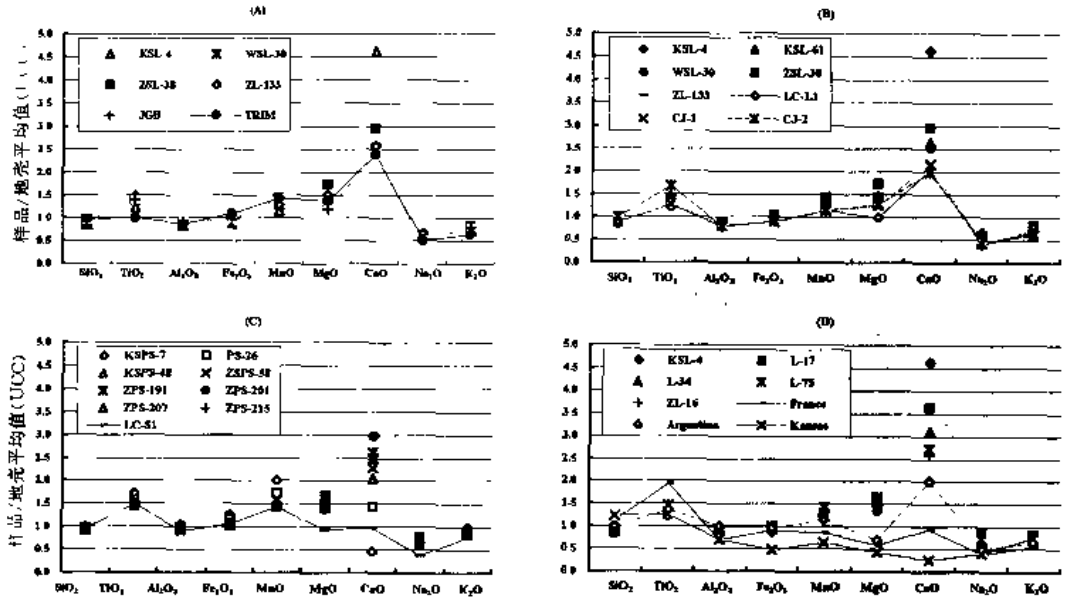
在研究主要元素特征时，为便于和上地壳平均值进行比较，通常将主要元素与地壳平均值相比，即所谓的主要元素 UCC 标准化。由图 5-3 可知，UCC 标准化后的伊犁黄土同样显示了较好的均匀性，黄土与古土壤就总体而言差别也不大。黄土(图 5-3(A))相对地壳平均组成富含钛、锰、镁和钙，而贫钠和钾。古土壤与黄土类似，除富含钛、锰、镁和钙外，铁含量也稍高于地壳平均值(图 5-3(D))。但不同剖面，古土壤主要元素的地球化学行为存在差异。图 5-3(B)、(C)分别为伊犁库尔德能布拉克剖面和则克台剖面黄土与古土壤 UCC 标准化曲线，不难看出，两剖面主要元素的特征总体类似，然而在库尔得能布拉克剖面中古土壤 TiO_2、MnO 和全铁相对地壳平均值呈正距平，TiO_2 和 MnO 其值分别位于 1.5～2.0 之间，全铁为 1.0～1.5，CaO 除一样品显示负距平外，其他为正距平，其值 1.4～2.7 之间。与古土壤不同，剖面黄土 TiO_2、MnO 和全铁距平值较古土壤低，CaO 较古土壤高(3.0～5.0)。与该剖面相比，则克台剖面古土壤氧化钙均为正距平，而且其值和黄土类似，集中分布于 2.5～3.0 之间，黄土与古土壤 TiO_2、MnO 和全铁距平值也很接近。从而反映了两剖面古土壤成壤作用强度的不同和沉积环境的差异。



(A) 伊犁黄土主要元素 UCC 标准化；(B) 伊犁古土壤元素 UCC 标准化；(C)库尔得能布拉克剖面黄土与古土壤对比；(D) 伊犁则克台剖面黄土与古土壤对比；“L” 代表黄土；“PS” 代表古土壤；“PDPS” 代表弱发育古土壤

图 5-3　新疆伊犁黄土与古土壤主要元素 UCC 标准化曲线

将伊犁黄土与黄土高原及世界其他地区的黄土相比，伊犁黄土表现出明显的区域特色。在新疆三个不同的黄土分布亚区，黄土的基本特征是一致的。与地壳平均值相比，不论是塔里木盆地、准噶尔盆地还是伊犁地区，黄土均富锰、镁和钙，贫钠和钾，但伊犁黄土较其他亚区更加富含镁和钙(图 5-4(A))。与准噶尔盆地黄土相比，塔里木盆地黄土与伊犁黄土主要元素分布特征更为接近，除钙和镁外，伊犁黄土较塔里木盆地黄土稍富钛、锰，而准噶尔盆地黄土较伊犁地区富铁。与黄土高原黄土相比，伊犁黄土仍然富锰、镁和钙(图 5-4(B))。将伊犁地区古土壤和黄土高原末次间冰期古土壤进行对比可知(图 5-4(C))，伊犁古土壤富钛、铁、锰、镁和钙(个别样品除外)，而黄土高原 S_1 较伊犁古土壤更加贫钠和钾。相对于伊犁黄土，法国黄土富钛，贫镁、锰和钙；阿根廷黄土除贫镁和钙外，其他元素特征都与伊犁黄土相近(图 5-4(D))；美国堪萨斯黄土 SiO_2 和 TiO_2 稍高于地壳平均值，其他主要元素相对地壳平均值均呈负距平。不难推测，正是世界各地黄土物质来源的不同，导致了黄土主要元素区域特征的差异。



(A) 新疆不同黄土分布亚区黄土对比，TRIM—塔里木盆地，JGR—准噶尔盆地，其他—伊犁地区；(B) 新疆与黄土高原黄土对比，CJ-1、CJ-2 和 LC—L1—黄土高原黄土，其他—伊犁黄土；(C) 新疆与黄土高原古土壤对比，LC—S1—洛川古土壤 S1，其他—伊犁古土壤；(D) 伊犁黄土与世界黄土对比，France—法国黄土，Argentina—阿根廷黄土，Konsas—美国堪萨斯黄土，其他—伊犁黄土

图 5-4　不同地区黄土与古土壤主要元素 UCC 标准化曲线

第二节　稀土元素

稀土元素(即 Rare Earth Element，简称 REE)，指的是元素周期表中原子序号 57 到 71、原子半径 1.16A° 至 0.977A° 的镧系元素组，包括镧(La)、铈(Ce)、镨(Pr)、钕(Nd)、钷(Pm)、钐(Sm)、铕(Eu)、钆(Gd)、铽(Tb)、镝(Dy)、钬(Ho)、铒(Er)、铥(Tm)、镱(Yb)、镥(Lu)15 个端元[16]。稀土元素作为一种特殊的元素组在地球化学研究中占有重要的地位。由于化学性质相近，以至它们在自然界总是共生在一起。另一方面，因稀土元素在原子结构上存在微

小差别，导致稀土各元素之间的化学性质差异。稀土元素的化学性质决定了它们在不同的地质过程中将发生分馏，而这种分馏必将导致稀土元素分布状况和分布模式的变化。因此，利用稀土元素的地球化学特点，可解释一些地质和环境方面的问题。如有人利用花岗岩类中稀土元素的地球化学特征探讨地球和月球的形成和演化；利用岩石稀土元素分布模式，讨论岩石的成岩、物质来源和分异作用等问题。在环境方面，人们常常通过研究沉积作用过程中稀土元素的地球化学行为，估价沉积盖层中稀土元素丰度在时间上的演化及其与沉积环境的关系，探讨沉积物在沉积过程中的混合和均化的影响。另一方面，因为稀土元素在沉积过程中分馏相对比较困难，所以沉积物的稀土分布模式一般可提供物源区平均物质组成方面的信息。在黄土研究中，稀土元素的地球化学行为被作为黄土地球化学研究的一个重要分支，用来探讨黄土的物质来源、形成条件和沉积环境等问题。

按质量差别，稀土元素又分为轻稀土和重稀土。轻稀土(Light Rare Earth Element，简称 LREE)，由镧系元素组前 6 个端元组成，包括 La、Ce、Pr、Nd、Sm 和 Eu，也称铈组稀土。重稀土(即 High Rare Earth Elememt，简称 HREE)，由镧系元素组后 8 个端元组成，包括 Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb 和 Lu，也称钇组稀土。

一、稀土元素分析方法

稀土元素分析手段很多，目前广泛使用的有 X 荧光光谱法、中子活化法、火花源质谱法、等离子体发射光谱、原子吸收光谱法和同位素稀释法等。分析方法不同，所用样品量不同，分析精度也不一样，在上述分析方法中，以等离子发射光谱和稳定同位素稀释法精度为高，前者精度 1%～2%，后者精度优于 2%[17]。

利用日本理化学所(RIKEN)的电感耦合等离子质谱仪(简称 ICP-MS)，对伊犁地区 48 块黄土与古土壤样品进行了稀土元素测定工作，分析程序如下：①称取 0.1 g 风干并经过碾磨的黄土或古土壤样品，置于 TEFLON 烧杯中，加入适量 6 N HCl，以去除样品中的碳酸盐；②加入 $HClO_4$-HF-HNO_3(比例为 1∶3∶1)混合浓酸液，加盖置于电炉上(温度约 150℃)煮沸 48 小时后，蒸干；③再次加入 $HClO_4$-HF-HNO_3(比例为 1∶1∶1)混合浓酸液，加盖置于电炉上(温度约 150℃)煮沸 24 小时后，蒸干，如果样品仍然未全部溶解，将重复上述②、③步骤，直至样品完全溶解为止；④将蒸干样品溶于约 5 ml 2%HNO_3 中，称重备用；⑤对置备的液体样品进行稀释，并利用 ICP－MS 测定样品稀土元素丰度。分析结果表明，分析精度优于 5%。

二、伊犁黄土稀土元素总含量

表 5-3 为伊犁黄土与古土壤样品稀土元素含量。据分析结果，伊犁黄土稀土含量 115.5～170.5 mg/kg 之间，平均 148.9 mg/kg。除少数样品外，黄土样品稀土含量变化范围不大，彼此较为接近。古土壤稀土含量 153～179.6 mg/kg，平均 166.9 mg/kg。弱发育古土壤稀土含量 144.2～166.7 mg/kg，平均 154.7 mg/kg。可见，虽然黄土与古土壤相差不大，但很明显古土壤仍以稍高的稀土含量而区别于黄土，而弱发育古土壤稀土含量则界于二者之间。黄土高原黄土与古土壤样品稀土含量研究结果表明，风化成壤作用

表 5-3　新疆伊犁地区黄土与古土壤样品稀土元素分析结果(单位:mg/kg)

稀土元素	伊犁黄土																								
	Z-1	Z-3	Z-6	Z-12	Z-16	Z-26	Z-33	Z-49	Z-67	Z-73	Z-86	Z-93	Z-125	Z-133	Z-147	Z-159	Z-169	Z-181	SST-36	WS-12	WS-30	WS-56	ZS-3	ZS-7	ZS-38
La	32.41	29.74	29.19	31.61	30.03	31.15	30.13	28.47	30.41	29.18	28.13	22.01	33.40	32.07	31.54	32.55	32.68	30.68	31.08	28.08	28.83	27.01	27.81	26.85	28.14
Ce	67.57	61.90	59.76	65.38	62.25	64.14	62.63	59.66	63.26	61.42	59.38	47.54	70.27	66.91	66.00	67.95	68.10	64.40	66.36	58.98	59.67	56.53	58.46	55.02	57.63
Pr	7.96	7.21	7.03	7.61	7.28	7.40	7.35	7.02	7.55	7.20	6.93	5.53	8.30	7.81	7.79	7.87	7.86	7.35	7.69	7.09	6.93	6.48	6.57	6.44	6.75
Nd	29.40	28.27	28.60	28.30	27.77	28.22	27.34	26.53	28.19	27.03	26.16	20.74	30.84	29.29	29.19	29.56	29.62	27.82	29.61	25.92	26.00	24.69	25.21	24.11	25.23
Sm	5.91	5.31	5.14	5.66	5.29	5.55	5.43	5.40	5.57	5.51	5.13	4.33	6.18	5.80	5.87	5.81	5.69	5.43	5.96	5.34	5.30	5.07	4.80	4.78	4.75
Eu	1.33	1.25	1.13	1.30	1.28	1.25	1.21	1.21	1.29	1.28	1.22	1.00	1.26	1.15	1.13	1.09	1.10	1.06	1.53	1.16	1.15	1.07	1.08	1.04	1.01
LREE	144.6	133.7	130.8	139.9	133.9	137.7	134.1	128.3	136.3	131.6	126.9	101.2	150.2	143.0	141.5	144.8	145.0	136.7	142.2	126.6	127.9	120.8	123.9	118.2	123.5
Gd	5.43	4.88	4.64	5.24	5.09	5.38	5.07	4.93	5.35	5.08	4.95	3.99	5.34	5.11	4.95	5.19	5.14	4.86	6.28	4.96	5.05	4.97	4.55	4.88	4.49
Tb	0.83	0.79	0.73	0.77	0.74	0.77	0.77	0.77	0.79	0.78	0.75	0.64	0.94	0.87	0.80	0.83	0.82	0.79	0.92	0.79	0.73	0.71	0.68	0.66	0.69
Dy	5.08	4.79	4.70	4.90	4.79	4.91	4.75	4.60	4.97	4.82	4.64	3.99	5.52	5.32	4.85	5.07	5.00	4.84	5.41	4.91	4.63	4.60	4.29	4.08	4.16
Ho	0.98	0.92	0.87	0.92	0.86	0.92	0.92	0.91	0.97	0.91	0.93	0.81	1.16	1.07	0.95	1.01	0.99	0.92	1.01	0.93	0.89	0.90	0.77	0.81	0.80
Er	2.77	2.55	2.47	2.67	2.51	2.73	2.65	2.70	2.69	2.63	2.59	2.28	3.15	3.02	2.73	2.81	2.85	2.70	3.07	2.74	2.70	2.63	2.27	2.25	2.30
Tm	0.40	0.40	0.38	0.39	0.37	0.41	0.39	0.41	0.40	0.41	0.41	0.35	0.52	0.51	0.44	0.45	0.40	0.42	0.42	0.40	0.38	0.40	0.35	0.37	0.33
Yb	2.69	2.52	2.48	2.61	2.57	2.64	2.54	2.58	2.64	2.59	2.47	2.26	3.09	2.90	2.69	2.72	2.80	2.63	2.84	2.71	2.59	2.50	2.27	2.30	2.27
Lu	0.44	0.39	0.37	0.39	0.38	0.40	0.38	0.41	0.40	0.39	0.39	0.32	0.50	0.50	0.42	0.44	0.42	0.39	0.42	0.40	0.39	0.40	0.35	0.33	0.31
HREE	18.6	17.2	16.6	17.9	17.3	18.2	17.5	17.3	18.2	17.6	17.1	14.6	20.2	19.3	17.9	18.5	18.4	17.5	20.4	17.8	17.4	17.1	15.5	15.7	15.4
REE	163.2	150.9	147.5	157.8	151.2	155.9	151.5	145.6	154.5	149.2	144.1	115.8	170.5	162.3	159.4	163.3	163.5	154.3	162.6	144.4	145.2	138.0	139.5	133.9	138.9

续表 5-3 新疆伊犁地区黄土与古土壤样品稀土元素分析结果(单位:mg/kg)

稀土元素	伊犁黄土						伊犁弱发育古土壤								伊犁古土壤							黄土高原黄土	
	L-4	L-17	L-34	L-61	L-75	L-82	Z-37	Z-41	Z-57	Z-61	Z-101	Z-106	Z-115	L-68	Z-191	Z-201	Z-206	Z-215	ZS-56	L-7	L-26	L-48	CJ-1	CJ-2
La	25.55	28.15	30.36	30.46	30.61	29.18	31.79	32.12	28.72	30.33	29.38	28.60	30.92	32.41	32.20	30.76	32.02	30.92	33.79	35.31	34.26	33.05	29.66	42.34
Ce	54.08	59.79	64.19	64.21	64.82	62.13	65.51	65.97	60.28	63.31	61.33	59.56	64.69	69.01	67.47	64.29	67.85	65.20	71.41	76.98	74.11	71.16	62.82	87.66
Pr	6.19	6.90	7.32	7.52	7.44	7.09	7.67	7.75	6.99	7.48	7.26	6.90	7.63	7.97	7.77	7.37	7.87	7.64	8.20	8.63	8.43	8.10	7.22	10.08
Nd	23.23	25.64	27.52	28.30	28.12	26.78	28.43	28.86	26.45	27.84	26.90	25.98	28.92	29.86	28.88	27.38	29.59	28.73	30.33	31.79	32.39	30.79	26.95	37.09
Sm	4.46	5.39	5.53	5.62	5.63	5.39	5.55	5.59	5.52	5.58	5.55	5.11	5.86	6.00	5.69	5.36	5.84	5.81	5.99	6.08	6.52	6.09	5.25	7.26
Eu	0.97	1.31	1.42	1.27	1.44	1.32	1.28	1.28	1.28	1.32	1.19	1.14	1.23	1.44	1.11	1.01	1.22	1.18	1.38	1.53	1.72	1.45	1.02	1.30
LREE	114.5	127.2	136.3	137.4	138.1	131.9	140.2	141.6	129.2	135.9	131.6	127.3	139.2	146.7	143.1	136.2	144.4	139.5	151.1	160.3	157.4	150.6	132.9	185.7
Gd	4.20	5.28	5.57	5.69	5.75	5.52	5.40	5.31	5.11	5.39	5.15	5.06	5.55	5.75	4.99	4.68	5.37	5.15	5.65	5.58	6.49	6.17	4.64	6.16
Tb	0.60	0.76	0.82	0.85	0.80	0.74	0.79	0.79	0.80	0.81	0.78	0.75	0.85	0.94	0.79	0.75	0.82	0.82	0.85	0.90	0.10	0.94	0.72	0.97
Dy	3.92	4.55	4.93	5.04	5.18	4.59	5.04	5.01	4.91	4.82	4.70	4.55	5.28	5.50	4.80	4.64	5.21	5.11	5.22	5.24	5.88	5.53	4.45	5.93
Ho	0.76	0.86	0.96	0.97	0.92	0.85	0.98	0.94	1.00	0.98	0.89	0.87	0.99	1.04	0.93	0.90	1.03	1.03	1.00	0.99	1.19	1.12	0.84	1.12
Er	2.20	2.47	2.64	2.93	2.82	2.61	2.77	2.75	2.71	2.71	2.61	2.54	2.83	2.97	2.61	2.62	2.93	2.75	2.91	2.87	3.27	3.00	2.38	3.33
Tm	0.34	0.41	0.45	0.43	0.41	0.34	0.39	0.41	0.42	0.44	0.38	0.38	0.41	0.44	0.39	0.39	0.47	0.43	0.45	0.45	0.53	0.48	0.37	0.48
Yb	2.10	2.40	2.65	2.78	2.62	2.43	2.73	2.69	2.59	2.60	2.48	2.41	2.69	2.95	2.52	2.53	2.80	2.71	2.86	2.86	3.14	2.98	2.38	3.20
Lu	0.31	0.36	0.40	0.44	0.41	0.35	0.39	0.41	0.40	0.38	0.37	0.37	0.39	0.43	0.40	0.37	0.44	0.42	0.39	0.45	0.52	0.45	0.32	0.48
HREE	14.4	17.1	18.4	19.1	18.9	17.4	18.5	18.3	17.9	18.1	17.4	16.9	19.0	20.0	17.4	16.9	19.1	18.4	19.3	19.3	21.1	20.7	16.1	21.7
REE	128.9	144.3	154.8	156.5	157.0	149.3	158.7	159.9	147.2	154.0	149.0	144.2	158.2	166.7	160.6	153.0	163.5	157.9	170.4	179.6	178.5	171.3	149.0	207.4

表 5-4 塔里木盆地与准噶尔盆地黄土稀土元素分析结果*(单位:mg/kg)

稀土元素	塔里木盆地黄土									准噶尔盆地黄土		
	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM	TRM 平均	JGR	JGR	JGR 平均
La	26.1	29.4	35.9	33.8	42.5	39.3	27.3	26.3	32.6	27.4	26.9	27.15
Ce	54.1	60.9	76.4	70.2	88.6	82.8	57.6	52.7	67.9	57.9	56.6	57.25
Pr	6.29	6.95	8.86	8.12	9.84	9.34	6.61	6.11	7.8	6.79	6.81	6.80
Nd	24	26.2	31.2	30.5	36	33.5	24.2	22.7	28.5	26.4	26.2	26.30
Sm	4.65	5.06	5.81	6.1	6.92	6.49	4.76	4.4	5.5	5.34	5.32	5.33
Eu	1.04	1.03	0.76	1.2	1.06	1.09	1.03	0.951	1.0	1.16	1.19	1.18
LREE	116.2	129.5	158.9	149.9	184.9	172.5	121.5	113.2	143.3	125.0	123.02	124.01
Gd	4.1	4.5	5.38	5.31	5.85	5.61	4.26	3.98	4.9	4.78	4.91	4.85
Tb	0.642	0.71	0.765	0.863	0.883	0.824	0.695	0.621	0.8	0.763	0.77	0.77
Dy	3.77	4.18	4.37	4.87	5.22	4.76	3.96	3.62	4.3	4.67	4.6	4.64
Ho	0.724	0.799	0.849	0.899	0.997	0.932	0.778	0.664	0.8	0.898	0.847	0.87
Er	2.09	2.35	2.4	2.71	2.88	2.66	2.26	1.98	2.4	2.63	2.54	2.59
Tm	0.301	0.354	0.34	0.414	0.437	0.379	0.327	0.301	0.4	0.39	0.393	0.39
Yb	1.9	2.29	2.2	2.62	3.01	2.47	2.14	1.95	2.3	2.58	2.67	2.63
Lu	0.301	0.349	0.317	0.394	0.461	0.365	0.314	0.298	0.3	0.392	0.396	0.39
HREE	13.8	15.5	16.6	18.1	19.7	18.0	14.7	13.4	16.2	17.1	17.1	17.1
REE	130.0	145.1	175.6	168.0	204.7	190.5	136.2	126.6	159.6	142.1	140.1	141.1

*样品分析结果引自本多.将俊博士论文

可能引起稀土总量的微弱变化。随着成壤过程中粘化作用的增强，稀土总量也有增加趋势[15]。伊犁地区黄土与古土壤稀土总量特征反映了黄土与古土壤形成期生物气候条件的差异，尽管这种差异远不及黄土高原明显。与黄土高原相比，伊犁地区不论是黄土，还是古土壤的稀土含量均偏低，其平均值也低于沉积岩稀土含量(177 mg/kg)。黄土高原不同时代黄土的稀土含量分析证明，黄土在堆积过程中，成岩作用对稀土含量并无明显影响，黄土的稀土含量与矿物组成，特别是重矿物组成有关。因此，伊犁黄土稀土含量与黄土高原的差异反映了两地黄土中重矿物组成的差异，这与伊犁黄土重矿物分析结果相一致，也从另一方面揭示伊犁黄土与黄土高原有着不同的物质来源。本多·将俊曾对塔里木盆地和准噶尔盆地的黄土进行过稀土元素分析(表 5-4)，塔里木盆地黄土稀土总量介于 126.6～204.7 mg/kg 之间，平均 159.6 mg/kg。准噶尔盆地黄土样品稀土总量非常接近，分别为 142.1 和 140.1 mg/kg，平均 141.1 mg/kg。显然，塔里木盆地黄土稀土总量较伊犁和北疆其他地区变化幅度大，平均含量高。伊犁黄土稀土总量高于北疆，但略低于塔里木盆地，也就是说，新疆三个不同黄土分布亚区，黄土稀土总量由新疆北部至西部至南部，稀土含量逐渐增高，反映不同分布区物质补给源的不同。据张虎才对兰州黄土稀土元素分析结果，位于黄土高原西北部的兰州地区不同时代黄土及古土壤的稀土元素含量十分接近。九洲台剖面马兰黄土的稀土总量为 162.19～164.96 mg/kg，古土壤变化于 159.95～184.9 mg/kg 之间[17]，其值低于黄土高原东南部，而与塔里木盆地黄土稀土总量十分接近。黄土高原西北部与东南部稀土含量的差异以及兰州黄土稀土含量与塔里木盆地黄土的相似性是必然还是偶然，有待开展深入的研究工作。

三、伊犁黄土中 REE 的分布模式

将伊犁黄土与古土壤样品稀土元素测定结果，以球粒状陨石的稀土元素平均值除以样品中相对应的各稀土元素含量进行归一化处理，取比值的对数值为纵坐标，以稀土元素原子序数由小到大排列为横坐标作图，从而得到了伊犁黄土与古土壤球粒状陨石归一化稀土元素标准化曲线，即稀土元素的分布模式(图 5-5)。由图 5-5(A)可知，伊犁地区黄土样品的稀土分布模式类似，图形极为相象，都呈斜率为负值的分布模式，主要富集 Ce 族元素(轻稀土)。由于轻稀土的富集和重稀土的分馏，La—Eu 曲线较陡，而 Eu—Lu 曲线则较为平缓。不仅如此，伊犁黄土稀土分布模式与 UCC 稀土分布模式也很相似，但伊犁黄土较地壳平均组成富含重稀土，表明在粉尘产生、搬运、沉积和黄土形成过程中，稀土元素发生一定的分馏，既保留了源区特点，又打上了新的沉积环境的烙印。将伊犁黄土与黄土高原黄土及新疆其他地区的黄土进行比较，不难看出，不论是地处季风区的黄土高原，还是地处西风区的伊犁地区，黄土的稀土元素总体分布模式是相同的。然而，由于黄土的物质来源不同，堆积环境也存在差别，不同区域各稀土元素的分馏也存在差异。黄土高原地区较伊犁地区黄土中更富集 Ce 组元素。这可能与生物气候条件有关。土壤形成过程中，随水热条件的改变，粘土矿物的形成速度也将发生变化。成壤作用愈强，土壤中粘土矿物含量愈高。易发生水解但不易迁移的 Ce 族元素通常以阳离子的形式被粘土矿物吸附而发生积聚，因此，黄土高原黄土较伊犁地区更富轻稀土，反映伊犁黄土可能形成于更为于旱的条件下。另一方面，在理论上与轻稀土相比，重稀土易于发生迁移。特别是当温度升高，降水增多时，重稀土

元素将随土壤中土壤水含量增高和活动性的增强而发生移动，导致重稀土的损失。事实上，如图 5-5(D)所示，，不仅伊犁地区黄土与古土壤的稀土分布模式较为相近，而且伊犁古土壤与黄土高原古土壤的稀土分布模式也类同，从而又一次表明黄土剖面中的古土壤不是另外的沉积事件，而是代表黄土堆积过程中相对间断的氧化(或风化)事件。

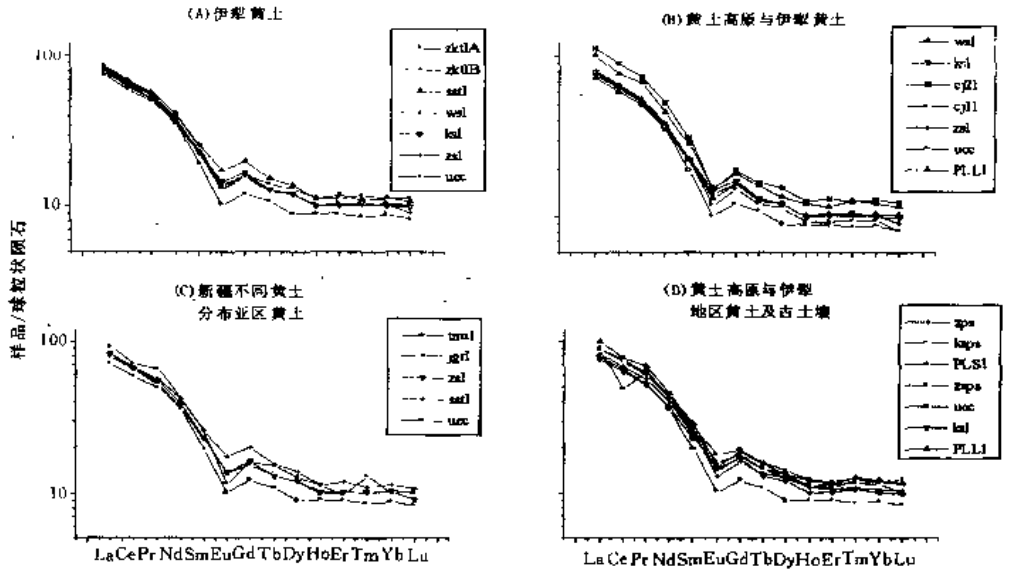


图 5-5　黄土与古土壤球粒状陨石归一化稀土分布模式

采用同一方法，用地壳平均值进行归一化作图，可得出稀土元素分布的另一种分布模式。地壳平均值归一化所显示的伊犁地区黄土与古土壤的稀土分布模式均较为平缓，各稀土元素的分馏状况也与球粒状陨石归一化分布模式一致(图 5-6，图 5-7)。不同区域的黄土与古土壤同样具有类似的 UCC 归一化稀土分布曲线。

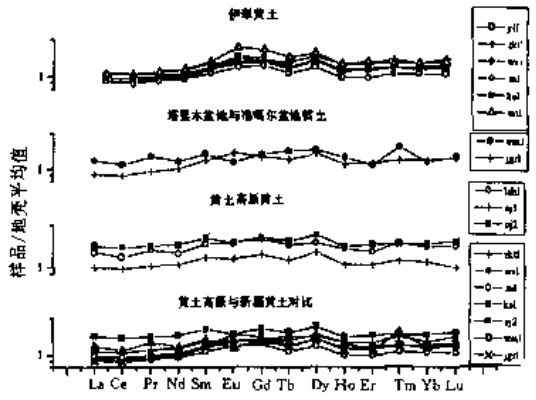


图 5-6　不同地区黄土地壳平均值(UCC)归一化稀土元素分布模式对比

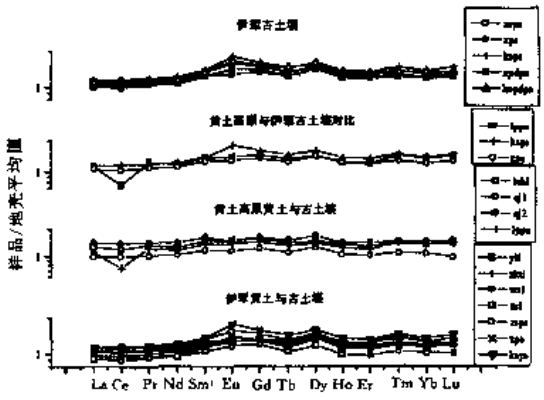


图 5-7　不同地区古土壤地壳平均值(UCC)归一化稀土分布模式对比

四、黄土各种 REE 比值的环境意义

据研究，黄土、古土壤中稀土含量、LREE/HREE、Eu/Sm、Eu/Eu*、Ce/Ce* 等比值，受

风化作用强度、沉积和成岩作用等影响，同样也受源区物质组成的影响。因此，研究黄土与古土壤各种 REE 比值，将有助于了解黄土的物质来源，探讨黄土和古土壤的形成环境差异。

如表 5-5 所示，伊犁黄土与古土壤的 LREE/HREE 值较为接近。黄土的 LREE/HREE 值界于 6.91～8.04 之间，平均 7.55；弱发育古土壤的 LREE/HREE 界于 7.2～7.73 之间，平均 7.47，与黄土相差不大；古土壤 LREE/HREE 界于 7.29～8.29 之间，平均 7.79，较黄土和弱发育古土壤略高。与新疆其他黄土分布亚区黄土相比，伊犁黄土及古土壤的 LREE/HREE 值与北亚区的黄土接近，而南亚区塔里木盆地黄土的 LREE/HREE 值却与黄土高原黄土接近。在地球化学性质上，轻稀土与重稀土存在差别。在元素周期表中，随原子序数的增加，各稀土元素之间在原子结构、晶体化学性质等方面的差异，导致了稀土元素地球化学行为的差异。稀土元素的碱性随着离子半径的减小而降低，

表 5-5　不同区域黄土与古土壤稀土元素特征值对比

样品号	$(La/Lu)_N$	$(La/Yb)_N$	$(Nd/Lu)_N$	$(Nd/Yb)_N$	Eu/Eu^*	Eu/Sm	Ce/Ce^*	LREE/HREE
伊犁黄土								
Z-1	7.56	7.95	3.62	3.81	0.73	0.23	0.98	7.76
Z-3	7.83	7.76	3.93	3.90	0.76	0.24	0.98	7.75
Z-6	-8.00	7.75	4.14	4.01	0.71	0.22	0.97	7.86
Z-12	8.37	7.97	3.96	3.77	0.74	0.23	0.98	7.82
Z-16	8.05	7.69	3.93	3.76	0.76	0.24	0.98	7.74
Z-26	7.99	7.77	3.82	3.72	0.71	0.23	0.98	7.58
Z-33	8.19	7.82	3.92	3.75	0.71	0.22	0.98	7.68
Z-49	7.05	7.27	3.47	3.57	0.73	0.22	0.98	7.41
Z-67	7.75	7.58	3.79	3.71	0.73	0.23	0.97	7.49
Z-73	7.57	7.43	3.70	3.63	0.74	0.23	0.98	7.48
Z-86	7.42	7.49	3.64	3.68	0.75	0.24	0.99	7.41
Z-93	7.07	6.42	3.52	3.19	0.74	0.23	1.00	6.91
Z-125	6.89	7.11	3.36	3.47	0.68	0.20	0.98	7.43
Z-133	6.62	7.29	3.19	3.51	0.65	0.20	0.98	7.42
Z-147	7.69	7.71	3.76	3.77	0.65	0.19	0.98	7.93
Z-159	7.64	7.89	3.66	3.78	0.61	0.19	0.99	7.83
Z-169	7.97	7.69	3.81	3.68	0.63	0.19	0.99	7.87
Z-181	8.04	7.70	3.85	3.68	0.64	0.20	1.00	7.79
SST-36	7.62	7.20	3.83	3.62	0.77	0.26	1.00	6.98
WS-12	7.11	6.83	3.46	3.33	0.70	0.22	0.97	7.09
WS-30	7.64	7.33	3.64	3.49	0.68	0.22	0.98	7.37
WS-56	6.84	7.11	3.30	3.43	0.66	0.21	0.99	7.06
ZS-3	8.17	8.07	3.91	3.86	0.71	0.23	1.00	7.98
ZS-7	8.21	7.70	3.89	3.65	0.67	0.22	0.97	7.54
ZS-38	9.16	8.16	4.34	3.86	0.68	0.21	0.97	8.04
L-4	8.39	8.01	4.03	3.85	0.69	0.22	1.00	7.93
L-17	8.00	7.74	3.85	3.72	0.76	0.24	1.00	7.45
L-34	7.77	7.56	3.72	3.62	0.79	0.26	1.00	7.41
L-61	7.13	7.22	3.50	3.54	0.69	0.23	0.99	7.18
L-75	7.62	7.70	3.70	3.74	0.78	0.26	1.00	7.30
L-82	8.58	7.91	4.15	3.83	0.75	0.24	1.00	7.57
平均值	7.74	7.58	3.75	3.67	0.71	0.22	0.99	7.55

续表 5-5　不同区域黄土与古土壤稀土元素特征值对比

样品号	$(La/Lu)_N$	$(La/Yb)_N$	$(Nd/Lu)_N$	$(Nd/Yb)_N$	Eu/Eu^*	Eu/Sm	Ce/Ce^*	LREE/HREE
伊犁弱发育古土壤								
Z-37	8.38	7.66	3.96	3.62	0.72	0.23	0.97	7.59
Z-41	8.07	7.87	3.83	3.73	0.73	0.23	0.97	7.73
Z-57	7.28	7.32	3.54	3.56	0.74	0.23	0.99	7.20
Z-6I	8.25	7.68	4.00	3.72	0.75	0.24	0.98	7.49
Z-10I	8.10	7.80	3.92	3.77	0.69	0.21	0.98	7.58
Z-106	7.94	7.82	3.81	3.75	0.69	0.22	0.98	7.52
Z-I15	8.06	7.57	3.98	3.74	0.67	0.21	0.98	7.33
L-68	7.77	7.24	3.78	3.52	0.76	0.24	1.00	7.33
平均值	7.98	7.62	3.85	3.68	0.72	0.23	0.98	7.47
伊犁古土壤								
Z-191	8.16	8.41	3.86	3.98	0.64	0.19	0.99	8.21
Z-201	8.54	8.01	4.01	3.76	0.63	0.19	0.99	8.07
Z-206	7.46	7.53	3.64	3.68	0.67	0.21	0.99	7.57
Z-215	7.56	7.52	3.71	3.69	0.67	0.20	0.99	7.58
ZS-56	8.83	7.77	4.18	3.68	0.73	0.23	1.00	7.82
L-7	8.11	8.12	3.86	3.86	0.81	0.25	1.02	8.29
L-26	6.79	7.18	3.39	3.58	0.82	0.26	1.01	7.45
L-48	7.60	7.30	3.74	3.59	0.73	0.24	1.01	7.29
平均值	7.88	7.73	3.80	3.73	0.71	0.22	1.00	7.79
JG(准噶尔盆地)[1]	7.09	6.84	3.60	3.48	0.73	0.23	0.98	7.20
TRM(塔里木盆地)[1]	8.96	9.22	4.05	4.17	0.56	0.17	0.92	8.48
CJ-1	9.55	8.20	4.58	3.93	0.64	0.19	1.00	8.26
CJ-2	9.00	8.72	4.16	4.03	0.60	0.18	0.99	8.57
洛川黄土[2]								
L1	8.67	8.28	3.90	3.73	0.65	0.20	0.93	8.15
L2	7.82	7.72	3.60	3.55	0.65	0.20	0.91	7.88
L3	8.06	7.63	3.74	3.54	0.64	0.20	0.92	7.81
L4	8.04	7.63	3.65	3.47	0.63	0.19	0.93	7.77
L5	8.16	8.08	3.78	3.75	0.65	0.20	0.93	8.19
L6	7.91	7.98	3.69	3.72	0.62	0.19	0.93	8.08
洛川古土壤[2]								
S1	7.58	7.39	3.65	3.56	0.65	0.20	0.64	6.70
S2	7.29	7.36	3.54	3.57	0.64	0.20	0.70	6.81
S3	7.14	7.28	3.45	3.51	0.63	0.19	0.68	6.72
S4	8.17	7.89	3.75	3.62	0.63	0.19	0.90	7.80
S5	8.11	7.38	3.87	3.53	0.65	0.21	0.65	5.71
S6	8.86	8.35	3.99	3.76	0.66	0.20	0.84	7.95
兰州全新世黄土[3]					0.62	0.19	0.80	6.11
兰州马兰黄土 1[3]					0.63	0.17	0.94	5.16
兰州马兰黄土 2[3]					0.78	0.27	0.97	5.67
兰州古土壤平均值 3					0.73	0.19	0.97	6.18
大洋壳[4]					0.84	0.317	0.84	
北美页岩[4]					0.96	0.218		7.36
地壳[4]						0.179	0.59	6.10
东海大陆架沉积物[4]					0.66	0.192	0.96	8.22
河流悬浮物						0.196		
沉降大气悬浮物[4]						0.18～0.21		

1 引自参考文献[22];2 引自参考文献[8];3 引自参考文献[16];4 引自参考文献[15]

它们的氢氧化物的溶解及开始沉淀的 pH 值也沿此方向降低。稀土元素被粘土矿物吸附的能力也随元素序数的增加、原子半径的减小而降低。稀土元素的地球化学性质决定了轻稀土较重稀土碱性强，同时，由于黄土通常是在弱碱性介质条件和氧化环境下堆积的，而且气候干燥。在这样的环境条件下，LREE/HREE 不易改变，因而它主要是继承母岩物质的特征[15]。伊犁黄土与古土壤样品 LREE/HREE 比值之间的相似性，表明伊犁黄土与古土壤都形成于较为干旱的气候条件下，尽管黄土堆积期和古土壤形成期的水热条件并不完全相同，但其差异之小以至不能引起轻、重稀土比值的明显差别，但却能较为真实地反映物源的特征，即伊犁黄土与古土壤具有相同的物质来源。

Eu/Sm 比值是揭示稀土元素分馏特性的另一特征值。伊犁黄土与古土壤的 Eu/Sm 值界于 0.19～0.26 之间，平均 0.22。前人工作表明，不同类型岩石和不同成因的沉积物中 Eu/Sm 比值相差很大。如球粒状陨石为 0.352，大洋壳为 0.317，地壳平均值为 0.179，北美页岩为 0.218，东海大陆架沉积物为 0.192，河流悬浮物为 0.196，黄土高原黄土为 0.19，台兰河冰川内积物为 0.148[15]。可见，伊犁黄土与古土壤及准噶尔盆地的黄土的 Eu/Sm 比值与北美页岩最为接近，而塔里木盆地的黄土的 Eu/Sm 值与地壳平均值接近(表 5-5)。

Eu 是稀土元素组中惟一能还原为二价的元素。稀土元素在常温常压下通常多呈三价，但 Eu 可呈三价，也可呈二价。在三价状态下，Eu 和其他稀土元素的性质相似，但在二价状态下 Eu 表现出异常行为。一般在缺氧的还原条件下，Eu 将被还原成二价，其离子半径将增加 17%。由于二价 Eu 较其他稀土元素具有较强的迁移能力，也易于被吸附，因此，Eu/Eu^* 的比值被看作一沉积环境指标。当 $Eu/Eu^*<1$，称为 Eu 负异常，在稀土分布曲线上，Eu 处为一谷，如花岗岩和各种沉积物；当 $Eu/Eu^*>1$，称为 Eu 正异常，分布曲线在 Eu 处为一峰，如斜长岩。$Eu/Eu^*=1$，分布曲线平滑，Eu 处无峰也无谷，如大洋拉斑玄武岩。自然界中各种沉积物多为 Eu 负异常，但随沉积类型和沉积环境的变化，Eu/Eu^* 比值不同。如达里加堊口末次冰期冰碛 Eu/Eu^* 介于 0.64～0.69 之间；现代土壤 Eu 的异常不仅与母质有关，还与成壤作用强度有关，如干旱区土壤就与热带红壤具有明显不同的负异常。有关研究证明，土壤中 Eu/Eu^* 的大小，反映了土壤还原和淋溶程度的强弱，气候愈湿润，土壤淋溶愈强，Eu/Eu^* 值愈小，负异常愈明显[11]。湿热条件下形成的红壤，就具有十分明显的 Eu 负异常。相反，黄土多堆积在干旱和半干旱的荒漠草原、草原环境中，因此黄土稀土分布模式 Eu 负异常不明显。伊犁黄土的 Eu 负异常恰好分布在世界黄土 Eu 异常范围内，Eu/Eu^* 值介于 0.61～0.79 之间，平均 0.71；古土壤介于 0.63～0.82 之间，平均值与黄土相同。显然，不论是黄土堆积过程，还是古土壤成壤作用过程，三价 Eu 与二价 Eu 的分异并不十分明显。该结果也从另一方面证明，伊犁黄土与古土壤为同源物质。由于黄土沉积作用对 Eu 的分馏不明显，因此伊犁黄土与古土壤较好地继承了源区母岩风化物质的特征，物源区的母岩可能仅处于早期碱性风化阶段。也就是说，不论是物源区还是堆积区同样处于碱性介质和干旱、半干旱的气候环境。利用 Gallet 洛川剖面分析数据，通过整理计算得出了洛川剖面不同时代黄土与古土壤的 Eu/Eu^* 比值(表 5-5)。如表 5-5 所示，洛川剖面黄土与古土壤 Eu/Eu^* 比值集中分布于 0.62～0.65 之间，平均值为 0.64，明显小于伊犁黄土和古土壤，即黄土高原较伊犁地区黄土和古土壤

具相对明显的负异常。虽然，前人对黄土高原的黄土和古土壤开展了大量的稀土元素研究工作，但由于分析方法和分析手段的差异，数据的相互比较存在一定困难。伊犁黄土与古土壤样品稀土元素分析方法和手段与 Gallet 对洛川剖面采用的方法相同，数据有较好的可比性，因此认为伊犁黄土与洛川黄土 Eu/Eu^* 比值的这种差异是客观存在的，除代表两种不同的物源区不同的物质特性外，也体现沉积物由风化、侵蚀、搬运至沉积过程中元素的分馏的差异。Eu/Eu^* 比值显示，伊犁地区的黄土与古土壤不仅与黄土高原有着不同的物质来源，而且堆积于更为干旱的环境条件下。

Ce 是稀土元素组中另一特殊的元素，它一般以三价态存在，但在氧化条件下，可以四价态出现。因而也易于与其他元素发生分离。通常在表生条件下，三价的稀土元素不易被粘土矿物吸附，但由于三价 Ce 在氧气充足时可氧化为四价，在酸性条件下，四价 Ce 易发生水解而残留在原地，导致 Ce 的富集。Ce/Ce^* 与 Eu/Eu^* 的意义相同。伊犁黄土与古土壤的 Ce/Ce^* 比值集中分布于 0.97～1.02 之间，即略具负异常或略显正异常。一方面，显示了黄土对物源物质特性的继承性，另一方面，也反映黄土的沉积过程 Ce 的分异不及 Eu 明显。因为在表生风化过程中，强碱性介质条件下 Ce 将发生迁移，而酸性条件下 Ce 又会积累。Ce/Ce^* 比值接近 1，同样说明黄土沉积区的介质条件可能与源区类似，因此 Ce 未发生明显的分异。与 Eu 类似，伊犁黄土与古土壤 Ce 分馏特征也主要表现为对母岩物质的继承性。

分别用 $(Nd/Yb)_N$、Eu/Eu^* 对 Nd 丰度做散点图，可区分出不同特征的样品。如图 5-8 所示，塔里木盆地黄土样品总是远离其他黄土样品。而其他地区的黄土与古土壤样品则相对集中在一定的区域中。Eu/Eu^* 对 Nd 和 $(La/Yb)_N$ 对 Eu/Eu^* 散点图中，黄土高原黄土与古土壤与伊犁地区分布于不同的区域中，但就区域本身而言，黄土与古土壤之间未发生明显分离。Gallet 在研究黄土高原黄土时，曾用 $(La/Yb)_N$ 对 La_N 做散点图，认为该图能较好地反映稀土元素的分馏概况[6]。然而，与图 5-8 类似，伊犁黄土和古土壤集中分布在塔里木盆地黄土与准噶尔盆地黄土之间的区域，很难做进一步区分，但黄土高原黄

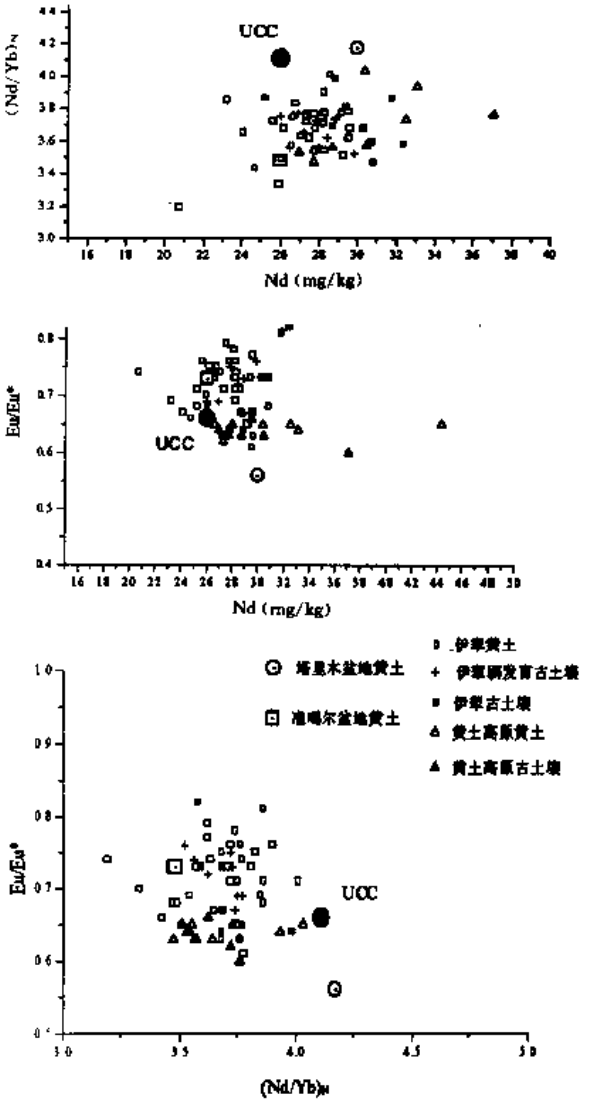


图 5-8 不同区域黄土与古土壤 $(Nd/Yb)_N$、Eu/Eu^* 与 Nd 散点图

土与古土壤和伊犁黄土出现一定的分离。刘从强等在研究中国北方第四纪沉积物的地球化学特征时发现，在 La/Lu 对 La(mg/kg)散点图中，来源于古老基岩物源区的沉积物与相对年轻的物源区的沉积物发生分离[8]，如采自天山东部的样品具有较低的 La/Lu 和 La 值，该地区出露的基岩主要为中生代沉积岩；相反，采自天山北坡的样品则具有较高的 La/Lu 和 La 值，而昆仑山北坡的基岩以古生代花岗岩和变质岩为主。事实上，Goldstein 等在研究河流悬浮物时也曾发现过与此类似的稀土元素与源区地质之间的这种关系[39]。

第三节　Sr 同位素

锶位于元素周期表第五周期第二主族，是碱土金属元素之一。锶的离子半径 1.13A°，。由于锶的离子半径和钙(0.99A°)相近，锶能替代钙而存在于各种含钙矿物中。火成岩中的钾长石和斜长石是元素锶的主要载体矿物，在镁铁硅酸盐矿物中锶的含量还不足长石锶含量的 1/10。在风化作用时，长石相对较镁铁矿物稳定，而且锶的活动性又比钙小，因此可以认为锶在粘土矿物中是一个比较稳定的元素。尽管如此，锶还是能形成可溶性重碳酸盐、氯化物和硫酸盐而进入水溶液，但与钙相比锶硫酸盐和碳酸盐的溶解度较小，锶的重碳酸盐可通过失去 CO_2 产生沉淀。据兰卡玛的计算，火成岩中的 Ca/Sr 比为 242，海水中为 30.8，可见在海水中锶的富集作用较钙强得多。在沉积岩中，由于受沉积作用等各种因素的影响，锶的分布较为复杂，锶通常以碳酸盐和硫酸盐的形式存在于不同种类的沉积岩中，但锶的含量差别较大(表 5-6)[38]。在自然界中，锶有四个同位素^{88}Sr、^{87}Sr、^{86}Sr 和^{84}Sr，它们都是稳定同位素，它们各自同位素丰度分别为 82.53%、7.04%、9.87%和 0.56%。

表 5-6　不同岩石中铷、锶、钾和钙的含量*

岩性	Rb(mg/kg)	K(mg/kg)	Sr(mg/kg)	Ca(mg/kg)
超基性岩	0.2	40	1	25 000
玄武岩	30	8 300	465	76 000
富钙花岗岩	110	25 200	440	25 300
贫钙花岗岩	170	42 000	100	5 100
正长岩	110	48 000	200	18 000
页岩	140	26 600	300	22 100
砂岩	60	10 700	20	39 100
碳酸岩	3	2 700	610	302 300
深海碳酸盐	10	2 900	2 000	312 400
深海粘土	110	25 000	180	29 000

* 引自参考文献[38]

铷位于元素周期表第五周期第一主族，是碱金属。尽管铷本身作为分散元素不能以单矿物的形式存在，但由于铷离子半径 1.48A° 与钾(1.33A°)相近，它常以易于检测到的丰度而存在于各种含钾矿物中。铷有两个同位素^{87}Rb 和^{85}Rb，它们的存在度分别为 72.17%和 27.3%。^{87}Rb 为放射性同位素，它衰变后形成稳定的^{87}Sr，其衰变方程如下：

$$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr + \beta^- + \bar{V} + Q$$

式中 β^- 为贝它粒子，$\bar{V}$ 为反中微子，Q 为衰变能。

一、Rb、Sr 含量及 Rb/Sr 比值

早在 60 年代，Dasch，E. J. 在对美国中东部地区出露的各类岩石风化剖面的研究中就注意到了化学风化过程中 Rb、Sr 分离现象，他发现，在风化成壤作用过程中 Rb、Sr 的地球化学性质不同，随风化作用的增强，风化产物中 Rb/Sr 比值明显增加，而且 Rb/Sr 比值大小与风化程度呈正相关关系[17]。陈骏等对黄土高原洛川剖面 Rb/Sr 比值的研究也证明，黄土的 Rb/Sr 比值也和风化成壤作用程度密切相关[19~21]。从风化成壤作用较弱的碳酸盐褐土或褐土(S_2、S_3)到淋溶褐土(S_1、S_4、S_7)及棕褐土(S_5)，Rb/Sr 比值从 0.6 上升到 0.94。在同一古土壤层中的弱风化黄土夹层中，Rb/Sr 比值与古土壤有别，反映 Rb/Sr 比值对风化成壤作用强弱的有效指示。风化成壤作用过程中 Rb/Sr 比值的变化主要由 Rb 与 Sr 的分离所致，这是二者的表生地球化学行为的差别所决定的。Rb 和 Sr 都是典型的分散元素，在自然界中主要以类质同象的形式分布在造岩矿物中，很少形成独立的矿物。由于 Rb 的离子半径和 K 的十分相近，Sr 的离子半径与 Ca 的相似，因此在地表岩石和沉积物中 Rb 主要分散在含 K 矿物中，如白云母、黑云母和钾长石等；而 Sr 则主要分散在含 Ca 矿物中，如斜长石、角闪石、辉石和碳酸盐等。又因为白云母、黑云母和钾长石等富 Rb 矿物较碳酸盐、斜长石等富 Sr 矿物稳定，在化学风化过程中 Sr 的活动性比 Rb 强，造成了风化剖面中 Rb 和 Sr 的分离。通常在水溶液的淋滤过程中，由于 Rb 的离子半径大，具有较强的被吸附能力，从母岩矿物中分离后易被粘土矿物吸附而残留在原地。相比之下，离子半径较小的 Sr 则主要以游离 Sr 的形式发生迁移，从而导致风化产物中 Rb 和 Sr 绝对含量的变化以及 Rb/Sr 比值的改变。有人曾用实验的方法模拟黄土风化成壤作用过程中 Rb 与 Sr 的化学淋滤，结果揭示，在酸性淋滤过程中，99%以上的 Rb 赋存在酸不溶相(Al)中，可被移动的酸溶 Rb 几乎可以忽略不计。相反，可被酸溶的 Sr 在黄土中占 Sr 总量的 42%，在古土壤中约占 20%。由此证明，在风化成壤过程中，黄土中的 Rb 较 Sr 稳定[22]。

如表 5-7 所示，伊犁黄土 Rb 含量 77.1～110.97 mg/kg，古土壤 98～131.2 mg/kg，弱发育古土壤 85.5～96.3 mg/kg。显然，古土壤 Rb 含量较黄土为高。与黄土高原洛川剖面相比，二者之间略有差别，黄土高原洛川剖面马兰黄土 Rb 含量 91～100 mg/kg，S_0 变化于 101～111 mg/kg 范围内，S_1 变化于 110～121 mg/kg 范围内[22]，其变化范围不及伊犁大。伊犁黄土 Sr 含量 240.0～522.7 mg/kg；古土壤 150.5～290.2 mg/kg；弱发育古土壤 259.5～365.4 mg/kg，而洛川黄土与古土壤样品 Sr 含量小于 200 mg/kg。不难看出，Sr 较 Rb 含量变化差别大。黄土与弱发育古土壤 Rb/Sr 比值为 0.16～0.36，古土壤 0.34～0.87，反映成壤过程中 Sr 的淋溶和 Rb 的相对富集作用。但就总体而言，除个别样品外，伊犁黄土与古土壤 Rb/Sr 比值差别较小，黄土平均值为 0.31，古土壤 0.44，说明 Rb 和 Sr 的分异远不及黄土高原。从黄土高原洛川剖面研究结果来看，洛川黄土与古土壤的 Rb/Sr 比值(0.49，0.62)均较伊犁地区高，其黄土的 Rb/Sr 比值甚至高于伊犁古土壤。一方面反映两地黄土物源的差异，另一方面也反映伊犁地区与黄土高原，特别是黄土高原东南部沉积环境的差异。进一步分析表明，伊犁地区不同黄土剖面，黄土与古土壤

表 5-7　新疆伊犁地区黄土与古土壤 Rb 和 Sr 含量

样品号	岩性	^{85}Rb(mg/kg)	^{86}Sr(mg/kg)	^{88}Sr(mg/kg)	Rb/Sr
Z-1	黄土	93.51	264.79	264.00	0.35
Z-3	黄土	77.07	288.82	280.31	0.27
Z-6	黄土	84.25	530.05	522.68	0.16
Z-12	黄土	89.35	277.08	272.97	0.33
Z-16	黄土	88.36	273.94	271.56	0.33
Z-26	黄土	86.62	276.68	270.53	0.32
Z-33	黄土	85.32	265.34	265.14	0.32
Z-37	弱发育古土壤	88.76	258.02	259.49	0.34
Z-41	弱发育古土壤	90.58	366.25	365.35	0.25
Z-49	黄土	91.49	269.54	266.96	0.34
Z-57	弱发育古土壤	96.27	286.24	287.34	0.34
Z-61	弱发育古土壤	91.35	297.50	291.39	0.31
Z-67	黄土	94.08	330.59	327.45	0.29
Z-73	黄土	91.31	278.48	273.68	0.33
Z-86	黄土	88.50	263.95	258.96	0.34
Z-93	黄土	72.12	326.73	324.74	0.22
Z-101	弱发育古土壤	86.46	296.24	301.19	0.29
Z-106	弱发育古土壤	85.47	289.18	288.17	0.30
Z-115	弱发育古土壤	90.18	295.56	295.40	0.31
Z-125	黄土	88.49	287.98	287.11	0.31
Z-133	黄土	92.35	281.56	275.94	0.33
Z-147	黄土	90.49	284.49	280.45	0.32
Z-159	黄土	95.59	278.33	264.61	0.36
Z-169	黄土	94.37	286.28	282.41	0.33
Z-181	黄土	99.09	269.39	272.43	0.36
Z-191	古土壤	100.30	265.75	263.97	0.38
Z-201	古土壤	97.97	289.16	290.23	0.34
Z-207	古土壤	104.45	275.38	275.73	0.38
Z-215	古土壤	107.64	274.99	276.84	0.39
WS-12	黄土	90.33	272.91	268.55	0.34
WS-30	黄土	89.90	264.66	266.36	0.34
WS-56	黄土	94.63	256.54	258.28	0.37
ZS-3	黄土	90.42	396.25	394.26	0.23
ZS-7	黄土	97.83	240.48	240.02	0.41
ZS-38	黄土	105.14	367.47	367.32	0.29
ZS-58	古土壤	110.74	287.57	283.94	0.39
L-4	黄土	82.86	249.05	247.16	0.34
L-7	古土壤	131.20	152.67	150.52	0.87
L-17	黄土	95.28	284.15	286.73	0.33
L-26	古土壤	114.70	235.39	238.11	0.48
L-34	黄土	96.93	313.46	310.31	0.31
L-48	古土壤	107.27	247.65	249.35	0.43
L-61	黄土	110.97	321.45	319.00	0.35
L-68	古土壤	96.86	297.78	299.63	0.32
L-75	黄土	98.38	382.84	389.06	0.25
L-82	黄土	84.66	296.20	299.34	0.28
SST-36	黄土	90.92	250.82	247.58	0.37
29(CJ-1)	黄土高原黄土	96.66	282.84	279.13	0.35
30(CJ-2)	黄土高原黄土	84.82	247.89	250.42	0.34
H91903a	塔里木盆地黄土①	133.0	229.0		0.58
9315-1	塔里木盆地黄土	102.0	658.0		0.16
9403-2	塔里木盆地黄土	107.0	624.0		0.17
9407-1	塔里木盆地黄土	112.0	278.0		0.40
9411	塔里木盆地黄土	166.0	308.0		0.54
9217	准噶尔盆地黄土	97.3	304.0		0.32
9329－1	准噶尔盆地黄土	95.3	320.0		0.30

①引自本多　将俊博士论文

Rb 和 Sr 的分异状况也存在差别。位于偏东草原地带的剖面中，古土壤中 Sr 因风化而淋失的程度高于偏西的荒漠草原地带，与之对应，Rb 含量相对增加；而在荒漠草原地带对应于古土壤中 Rb 含量增加，Sr 则没有明显变化。与黄土高原相比，伊犁黄土 Rb/Sr 比值与地壳平均值 UCC(0.31)非常接近，因此伊犁黄土比洛川黄土更能代表地壳的平均组成。

二、锶同位素

1. 分析方法

样品的前处理方法与稀土元素相同，即将 0.1 g 样品经酸处理溶解后再进行分离富集，以获取同位素测定样品。首先取 4 ml 溶样进行大管分离，分离中使用了氧化树脂粒径为 100～200 mesh；然后将经大管分离后的样品进行小管分离；最后将分离提纯的样品载于特制的样品载体上，用 TIMS 进行测定。所测样品均位于误差范围内。

2. 分析结果

表 5-8 为伊犁地区黄土与古土壤锶同位素分析结果。伊犁黄土$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.711565～0.713613 之间，弱发育古土壤为 0.712253～0.713027，古土壤为 0.713301～0.713759。从$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值来看，古土壤明显高于黄土。据 Gallet 等的研究结果，黄土高原黄土$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值分布于 0.715078～0.716099 范围内，平均 0.7156；古土壤分布于 0.7162～0.7195 之间，平均 0.7171。他们提出，古土壤与黄土$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的这种微小差异，是成壤作用的结果。在成壤作用过程中，由于碳酸盐碎屑的淋溶，导致了$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值降低。为了证实这种推论，他们选择马兰黄土进行了淋溶实验分析。淋溶实验表明，被淋溶的组分以具有低的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值和高的 Sr 含量为特征，相反，残留部分不仅$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值高，而且 Sr 含量低[8]。伊犁黄土与古土壤 Sr 同位素组成分析结果与 Gallet 的结论基本相符。古土壤$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值略高于黄土，反映古土壤形成过程中存在一定的碳酸盐淋溶作用，但与黄土高原东南部相比，这种淋溶作用是微弱的。有关研究证明，锶同位素不仅可指示环境的变化，还是理想的物源示踪元素。据前人对新疆风成沉积物研究结果，沙丘砂与黄土在锶同位素组成和稀土分布模式等方面具有相似性，因此推论黄土来源与沙漠。同时，来源于新生代和中生代基岩风化物的碎屑沉积物$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.7092～0.7113 之间，源于昆仑山的塔里木盆地南缘沉积物的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.7113～0.7160，平均 0.7141，该区域河水的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.7120，接近对全球径流的估算值。很明显，该区河水的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值低于碎屑沉积物。研究者认为，这主要是地壳岩石风化过程中，由于碳酸盐矿物的风化，使部分非放射性锶流失，从而导致了沉积物中$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的升高。就气候而言，塔里木盆地较伊犁地区更为干燥，因此伊犁地区黄土与塔里木盆地黄土$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的差异，不仅说明两地黄土具有不同的物质来源，而且物源区和沉积区的气候也不一样。另据本多·将俊博士对塔里木盆地及准噶尔盆地黄土锶同位素研究结果，塔里木盆地黄土$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值也高于准噶尔盆地。与准噶尔盆地相比，伊犁黄土

具有相对高的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，同样反映伊犁黄土与准噶尔盆地黄土的不同源性。

表 5-8　新疆黄土与古土壤 Sr 同位素组成

样品号	岩性	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	样品号	岩性	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$
Z-1	伊犁黄土	0.713100	1.025236	Z-133	伊犁黄土	0.713140	0.968954
Z-3	伊犁黄土	0.712522	0.795943	Z-147	伊犁黄土	0.713125	0.933867
Z-6	伊犁黄土	0.711565	0.166529	Z-159	伊犁黄土	0.713412	1.045808
Z-12	伊犁黄土	0.713067	0.949359	Z-181	伊犁黄土	0.713512	1.053068
Z-16	伊犁黄土	0.713015	0.941724	Z-191	伊犁古土壤	0.713628	1.099855
Z-26	伊犁黄土	0.712950	0.926970	Z-201	伊犁古土壤	0.713301	0.977283
Z-33	伊犁黄土	0.712825	0.931645	Z-215	伊犁古土壤	0.713759	1.125775
Z-37	伊犁弱发育古土壤	0.713027	0.990187	WS-30	伊犁黄土	0.713613	0.976930
Z-41	伊犁弱发育古土壤	0.712253	0.717568	WS-56	伊犁黄土	0.713216	1.060536
Z-49	伊犁黄土	0.712966	0.991900	ZS-3	伊犁黄土	0.713433	1.180024
Z-57	伊犁弱发育古土壤	0.712938	0.969954	ZS-7	伊犁黄土	0.712162	0.663764
Z-61	伊犁弱发育古土壤	0.712815	0.907480	L-4	伊犁黄土	0.712973	0.970697
Z-67	伊犁黄土	0.712829	0.831773	H91903a	塔里木盆地黄土*	0.717979	1.683198
Z-86	伊犁黄土	0.713266	0.989183	9315-1	塔里木盆地黄土	0.712034	0.448802
Z-93	伊犁黄土	0.712470	0.642955	9403-2	塔里木盆地黄土	0.712604	0.496510
Z-101	伊犁弱发育古土壤	0.712987	0.830924	9407-1	塔里木盆地黄土	0.713825	1.166826
Z-106	伊犁弱发育古土壤	0.712929	0.858477	9217	准噶尔盆地黄土	0.710949	0.926461
Z-115	伊犁弱发育古土壤	0.712777	0.883694	9329-1	准噶尔盆地黄土	0.711449	0.862131

*塔里木及准噶尔盆地黄土锶同位素资料由本多·将俊博士提供

如图 5-9 所示，伊犁黄土、古土壤$^{87}Sr/^{86}Sr$比值与锶含量的倒数之间以及$^{87}Sr/^{86}Sr$比值与$^{87}Rb/^{86}Sr$比值之间存在较好的线性相关关系，清楚地表明，伊犁黄土是由两种或两种不同类型的沉积物混合而成。

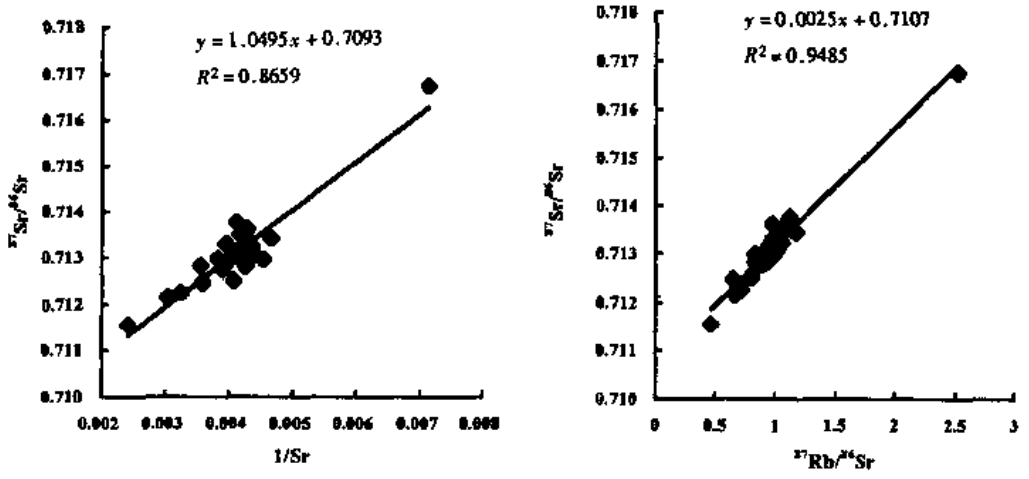


图 5-9　不同类型沉积物混合示意图

参考文献

1 布郎洛,A. H. 著,张湖等译. 地球化学. 北京:地质出版社,1982.

2 Connor, J. J. Background geochemistry of some rocks, soils, plants and vegetables in the conterminous United States. Washington: U. S. Government Printing Office, 1975.

3 Chaudhuri, S. and Cullers, R. L. The distribution of rare earth elements in deeply buried gulf coast sediments. Chemical Geology, 1979,24:327~338.

4 Taylor, S. R., Mclennan, S. M. and Mcculloch, M. T. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1983, 47:1897~1905.

5 Taylor, S. R. and Mclennan, S. M. The continental crust: its composition and evolution. Boston: Blackwell Scientific, 1985.

6 Liu, C. Q. *et al*. A geochemical study of loess and desert sand in northern China: Implication for continental crust weathering and composition. Chemical Geology, 1993,106:359~371.

7 Liu, C. Q. *et al*. Isotope geochemistry of Quaternary deposits from the arid lands in northern China. Earth Planetary Science Letters, 1994,127:25~38.

8 Gallet, S., Jahn, B. M. and Torii, M. Geochemical characterization of loess paleosol sequence from the Luochuan section, China, and its paleoclimatic implications. Geochemical Geology, 1996,133:67~88.

9 Gallet, S. *et al*. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. Earth Planetary Science Letters, 1998,156:157~172.

10 文启忠等. 有关黄河中游黄土地球化学的某些特征. 第四纪地质问题,1964,111~125

11 文启忠,余素华. 沉积过程中的稀土元素. 地质地球化学,1979,(5):55~61.

12 文启忠等. 陕西洛川剖面中的稀土元素. 地球化学,1981(2):126~133.

13 文启忠等. 黄土堆积过程中元素的演化与古气候的关系. 中国第四纪研究,1985,6(2):34~40.

14 文启忠等. 黄河中游地区马兰黄土微量元素分布图. 地球化学,1986,(4):364~373.

15 文启忠等. 中国黄土地球化学. 北京:科学出版社,1989.

16 文启忠等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录. 第四纪研究,1995,(3):223~231.

17 张虎才. 元素表生地球化学特征及理论基础. 兰州:兰州大学出版社,1997.

18 才桂仪,文启忠. 渭南黄土剖面碳酸盐和铁变化的古气候记录. 地球化学(增刊),1995:75~82.

19 陈骏等. 最近的 130 ka 黄土高原夏季风变迁的 Rb 和 Sr 地球化学证据. 科学通报,1996,41(21):1963~1966.

20 陈骏等. 陕西洛川黄土沉积中的稀土元素及其他微量元素的化学淋滤研究. 地质学报,1996,70:61~72.

21 陈骏等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究. 中国科学(D),1997,27(5):531~536.

22 陈峻等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb, Sr 分布和古季风变迁. 中国科学(D),1998,28(5):498~504.

23 陈骏等. 陕西洛川黄土剖面的 Rb/Sr 值及其气候地层学意义. 第四纪研究,1999,(4):350~365.

24 Chen, J., An, Z. S., and Head, J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess paleosol sequences of Central China during the last 130000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. Quaternary Geology, 1999,51:215~219.

25 顾兆炎等. 灵台红粘土和黄土—古土壤序列的地球化学演化. 第四纪研究,1999,(4):357~365.

26 韩家懋等. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(一) 氧同位素及其古环境意义. 第四纪研究,1995,(2):130~137.

27 韩家懋等. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(二) 碳同位素及其古环境意义. 第四纪研究,1995,(4):367~377.

28 韩家懋等. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. 中国科学(D),1996,26(5):399~401.

29 沈承德等. 晚更新世黄土堆积物中的 10Be 记录. 第四纪研究,1989,(2):169~176.

30 沈承德等. ^{10}Be-磁化率模型及黄土中成壤磁性物质通量的估算. 第四纪研究,1994,(1):75~86.

31 林本海,刘荣谟. 最近 800 ka 黄土高原季风变迁的稳定同位素证据. 科学通报,1992,37(2):178~180.

32 Nakai, S., Halliday, A. V. and Rea, D. K. Provenance of dust in the Pacific Ocean. Earth Planetary Science Letters, 1993, 119:143~157.

33 Ding, Z. L. *et al*. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. Earth Planetary Science Letters, 1998, 161:135～143.

34 Pecsi, M. Loess is not just the accumulation of the dust. Quaternary International, 1990, 7/8:1～21.

35 Nesbitt, H. W. and Yong, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 1982,299:715～717.

36 刘东生等. 中国的黄土堆积. 北京:科学出版社,1965.

37 中国科学院新疆资源开发综合考察队编. 新疆第四纪地质与环境. 北京:中国农业科学出版社,1994.

38 Foure, G. Principle of Isotope Geology. John Wilely and Sons, Inc. 1986.

39 Goldstein, S. J. and Jacobsen, S. B. Rare earth elements in river waters. Earth Planetary Science Letters. 1988, 89:35～47.

第六章　黄土成因与物质来源

第一节　黄土成因

一、黄土成因学说

虽然目前黄土风成学说已为广泛接受，但关于黄土的成因争论仍在继续，人们对黄土成因的认识也在长期的争论过程中不断深化。早期阶段，受"灾变论"的影响，黄土被认为是洪积期的产物，研究范围主要局限于欧洲的莱茵河谷。19 世纪中叶，黄土的研究范围已由西欧扩大到东欧、北美和中国等地，该段黄土水成学说占主导地位。如莱伊尔研究了密西西比河和莱茵河沿岸的黄色粉砂沉积后，认为这两地的黄土都可能为冲积成因[1]。还有人认为，莱茵盆地的黄土与尼罗河、刚果河及密西西比等大河的泛滥平原沉积相似，无层理、含陆生软体动物化石和钙结核，因此莱茵河谷的黄土可能由阿尔卑斯山冰川融水造成的河流泛滥淤积而成。另有人认为，莱茵盆地和多瑙盆地的黄土为深水湖泊沉积。庞培利考察中国后也提出，中国的黄土是大型淡水湖泊成因的[2]。巴甫洛夫则从中亚黄土分布特征来说明黄土为洪积成因。他指出，中亚黄土分布在洪积扇外围，部分是由细流分选所产生的物质。德国人 F. V. 李希霍芬和前苏联的 B. A. 奥勃鲁切夫则是黄土风成学说的倡导者。李希霍芬 1868～1872 先后来中国考察，他在考察中注意到中国北方广泛分布的黄土无层理，含旱生软体动物化石并且未受水流作用，黄土的分布不受地形高度的限制，这种淡黄色的粉砂沉积与莱茵河谷的黄土相似。于是，他在著作《China》中提出，黄土是大气沉积物，但因沙尘沉积环境的不同而被分为旱地黄土和湖沼黄土。沙粒和尘粒由风携带沉降在干草原地带，形成旱生黄土；而当沙尘沉积在内陆盐沼化湖盆中，则形成湖沼黄土[3-4]。奥勃鲁切夫通过对前苏联中亚和中国黄土的观察，进一步深化了对黄土风成成因的认识。他认为，黄土不仅由风成，而且还根据沉积特征分为由风搬运堆积形成的原生黄土和由其他动力或由水流再作用形成的次生黄土，并提出了"冷黄土"和"暖黄土"的概念[5]。除了上述风积、洪积、冲积、湖积学说外，贝尔格提出了一种关于黄土形成的"交替理论说"，其过程包括在干旱气候条件下富碳酸盐岩石的就地风化和土壤形成[6]。鲁塞尔也曾提出过黄土化（Loessification）的概念，他曾用"黄土化"一词来描述密西西比河谷的冲积粉砂经过风化和向坡下运动转变为黄土的过程，并指出，由于黄土化过程中空隙水中盐分的淀积使黄土具高碳酸盐含量之特征，而沉积物沿坡面向下蠕动则是促使沉积物分选的机制[7]。Lozek 将黄土化作用与风成理论相结合，提出黄土的形成是风成堆积物之上土壤形成过程中的一种特殊形式[8]。彭克等主张欧洲的黄土大部分由冰碛里吹出来的物质组成，因此黄土为冰川成因。还有人提倡，黄土为综合成因，中国黄土初期是

在山前堆积及三角洲堆积成因的，后期为河谷堆积成因，但也不否认少量来自沙漠的尘土的加入[9]。经多年深入细致的研究，目前世界上对主要受季风控制的中国黄土高原黄土的成因与物质来源的认识已基本统一，但对地处非季风内陆地区新疆黄土的形成过程与物质来源尚存在着争论，归纳起来主要为风成与水成、远源与近源之争。关于新疆的黄土中外学者曾做过一些研究，但研究深度和广度多远远落后于东部季风区。

早在19世纪初，前苏联地质学家奥勃鲁切夫曾先后三次到新疆考察，在考察了准噶尔盆地西北部及相邻地区后，他在《准噶尔盆地西北部的黄土》一文中明确指出，“在这个地区内，黄土及古土壤的风成沉积层是这样清楚，以至任何一个其他的黄土形成假说都不能明确地说明这种黄土的成因”[10]。他还认为新疆西部伊犁地区的黄土也是风成的，且源自中亚沙漠。周廷儒和费道洛维奇等大体赞同奥勃鲁切夫的观点。他们认为，天山北麓、准噶尔盆地西部和伊犁地区的黄土主要为风成成因，其证据来自对亚洲大陆气旋特点的分析。经哈萨克斯坦从西或西南吹入伊犁、塔城和准噶尔盆地西南缘等地的气流和从蒙古高原进入准噶尔盆地东南缘的气流于塔尔巴哈台山、巴尔勒克山以及天山北麓受阻，水平气流转变为垂直上升气流，气流速度降低，所携带粉尘发生堆积形成黄土。事实上，上述区域黄土的分布也与气流的方向一致，主要分布在中亚和蒙古进入气流所经过的山地的迎风坡，而在背风坡的阿尔泰山南麓和风力较强的克拉玛依至老风口一带均无黄土堆积[11~12]。

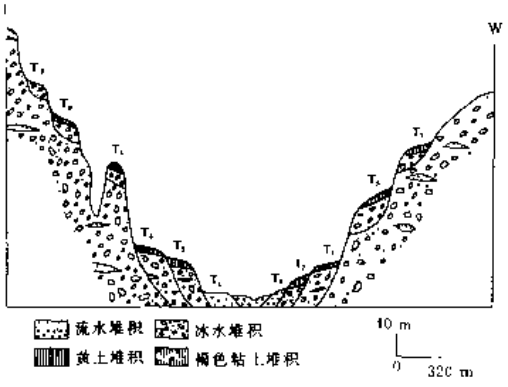


图6-1 天山山区(后峡附近)河流阶地与黄土堆积(引自参考文献[13])

杨怀仁在研究乌鲁木齐河上游第四纪冰川及天山北麓的河流阶地时注意到，该区域的阶地除侵蚀阶地外，多数为黄土覆盖，黄土阶地可延伸到山地内部(图6-1，图6-2)，山前内的黄土与干燥盆地之间隔着森林带。山区内冰水沉积与黄土有垂直过渡现象，在山前冰水沉积与黄土又有水平过渡现象，因此认为黄土的形成与冰川、冰水和冰缘作用有关[13]。

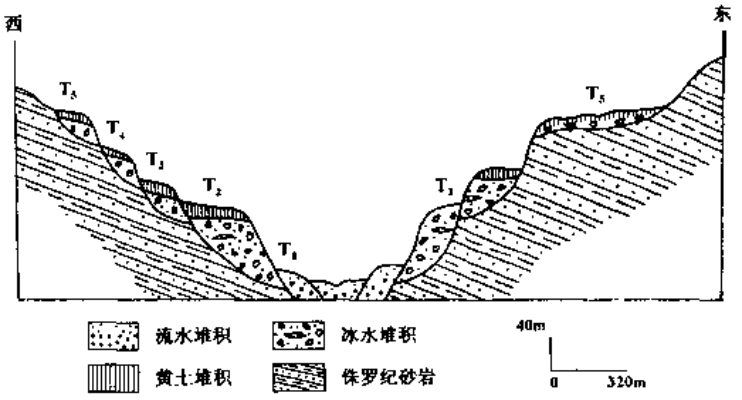


图6-2 天山北麓(大西沟)河流阶地与黄土堆积(引自参考文献[13])

在新疆综合考察从书《新疆地貌》一书中，编者提出，新疆黄土主要有两种成因。分布在准噶尔盆地西部、天山北坡低山草原地带及昆仑山北坡的亚沙土等属于风成堆积。其理由是上述各地的粉砂沉积中无沙砾或沙砾夹层混入，质地单一，该类沉积物通常分布在平缓的山坡上或覆盖在古老的洪积扇表面，而且所处位置均在沙漠风向下方的山地迎风坡。另一类黄土，主要分布在古老的河流阶地和冲积扇上，厚度大，分布广。该类沉积质地不纯，常含有砂或砾石透镜体，分布也不连续，主要分布与古冰川作用比较发育的山地的山麓地带。例如，北天山冰川作用较为集中区域的山麓，都有较多的该类黄土分布。图6-3为天山北麓塔西河阶地上黄土分布示意图，该处黄土最大厚度达38 m[14]。由于明显受水流作用过，因此认为该类沉积已非典型黄土，而是经流水作用再搬运形成的黄土状物质。

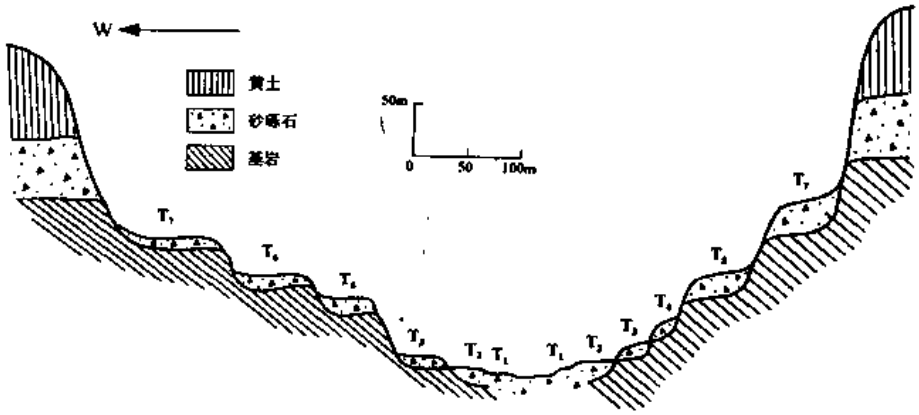


图6-3　天山北麓冲积平原河流(塔西河)阶地剖面及黄土堆积(引自参考文献[14])

新疆地质局水文地质大队在天山北麓乌鲁木齐至沙湾一带进行1/20万区域水文地质调查时，对该区的黄土进行了重点研究。他们发现，在天山北麓2 400 m以下的中低山、丘陵、冲、洪积平原的近山麓地带，黄土都很发育，并根据地层接触关系将该区的黄土分为老黄土、新黄土和全新世黄土。他们认为天山山区活跃的新构造运动为黄土的物质补给和沉积创造了条件，鉴于研究区黄土粒度由南至北呈现由粗变细、森林带以上无黄土沉积、黄土厚度在河流中游地段最大、黄土剖面中有水平层理、沙砾夹层或透镜体、黄土与下伏基岩或沉积物接触面整齐等特征，提出天山北麓的黄土为冰水成因[15]。

冯先岳等从北疆黄土矿物组成复杂但又十分类似、矿物多未受剧烈风化、黄土覆于多种地貌单元和不同时代的地层上并且分布于山地迎风坡和风力减弱处、黄土粒度在塔城盆地、伊犁盆地和天山北麓都有逆气流方向砂含量增高特点推论，天山北麓的黄土主要为风成，而其他成因的黄土为次生的黄土状岩石[16]。

张鸿义等通过北疆地区黄土分布特点、物质组成、地层及古气候的研究后提出，分布于天山北麓的黄土，在不同地貌部位和不同时代层位，其成因不尽相同。分布于准噶尔南缘山前丘陵区沙湾至奇台一带的黄土为风成黄土.该类黄土多分布于天山北麓迎风的北和西北坡，质地均匀、以粉砂为主、分选性好，粒度由沙漠向山区变细，因此黄土的源地为库尔班通古特沙漠。伊犁谷地的黄土与上述黄土类似，也为风成黄土，其粒度由西而东变细，其形成与来自西伯利亚的大气环流有关，粉尘主要来自伊犁河下游的沙漠区。在山前河谷高阶地土，分布着冰水黄土。该类黄土普遍含小砾石、具微层理并常夹有沙砾夹层或

透镜体，覆盖于冰水砾石层之上或互层，在准噶尔南缘，该类黄土的粒级由南而北变细。在河流低阶地和沟口分布的黄土为冲洪积黄土[17]。

在《天山山体演化》一书中，作者详细论述了天山山区黄土的分布、物质组成、化学成分等特征，提出天山山区的黄土主要为冰水成因[18]。他们的依据是：①黄土沙砾石层是一套完整的堆积体，它只能是流水作用的产物。天山区的黄土并非都由纯净的粉砂组成，其中一些含有沙砾透镜体和小砾石，黄土层与沙砾层之间有一定厚度的过渡接触带；②黄土沙砾石的分布上限在河谷中可上伸到2 300～2 400 m，在山麓地带变化于1 600～1 800 m，其上方与冰碛或冰水砾石毗连；③黄土厚度在近山麓地带为20～30 m，最大可达50～60 m，山外平原区，黄土厚度可达100～200 m；④由山地向平原，黄土粒径由粗变细，和水流方向一致，表明物质源于山区。

刘东生等对天山托木尔峰地区的黄土从产状、粒度、矿物和石英表面微形态等方面进行了深入研究后认为该区黄土为典型的风成黄土，并提出粉砂来自山地冰碛[19]。

高存海等通过乌鲁木齐河流域黄土的研究，提出乌鲁木齐河流域的黄土深入天山内部，覆盖在不同海拔高度和地貌类型上，下伏沉积物类型多样，但黄土物质成分却具有显著的相似性，表现出风力搬运和沉积的特征。河源望峰冰碛上的黄土风成特征明显，属于天山"托木尔型"黄土，后峡盆地高夷平面及大西沟口古扇形地上的黄土，为原生黄土，而分布于乌鲁木齐河两侧阶地上和乌鲁木齐市以北卡子湾和古牧地一带的黄土，内含流水作用形成的各种沉积构造，是受间歇水流改造的次生的坡积－洪积黄土[20～21]。

从上述前人工作和黄土成因之争不难看出，对于黄土分布南亚区的黄土的成因看法基本是一致的，即研究者多认为塔里木盆地南缘的黄土为风成黄土，物质来源为塔克拉玛干沙漠，争论之焦点在北疆－西风区。仔细分析前人工作发现，其实各家之间并无根本的冲突，关键在于对黄土定义的认识，即什么是黄土。另一方面，研究者多从各自的研究区域、调查范围和立论依据出发去讨论黄土的成因问题，其结论必然不同。事实上，上述争论往往是对不同类型沉积物的相同看法，因为分布于不同地貌部位、不同海拔、具有不同时代、不同沉积特征的沉积物不可能具有相同的成因。因此，有必要在统一黄土定义的基础上，从多方面综合地看待和认识新疆黄土的成因，特别是北疆(西风区)黄土的成因。

二、典型西风区黄土成因

以伊犁地区为代表的新疆西风区，在黄土分区中属于西亚区，在地貌单元上，它又是天山黄土的一部分。在构造上，伊犁盆地与西邻的中亚哈萨克斯坦东南部隶属一个构造盆地。因此，仅仅从某一方面去论述伊犁黄土的成因都难避免片面性。从对伊犁黄土年代、分布、形成环境、物质组成及地球化学特征等方面的综合研究来看，并参照目前为大多数学者公认的黄土定义，作者认为在伊犁盆地低山丘陵、高阶地和山麓草原、荒漠草原地带(海拔900～2 200 m)沉积连续、厚度大的黄土主要为风成黄土，它是中亚黄土带的东延部分，它既具有世界典型黄土的共性，又深深打上了区域特色的烙印。在河流低阶地和下游冲积平原上(海拔800 m以下)分布有黄土状上。其依据是：①伊犁黄土的岩性特征来看，它是一种淡黄色的、疏松的、无层理的、均匀的、厚度多达十至几十米、富含碳酸盐和陆相软体动物化石的粉尘沉积；②粒度组成中以粉砂占优势，含量达62.55%～84.71%，

通常在 20 ～30 μm 之间有一突出众数。大多数样品的平均值位于 6～6.5 Φ(15～20 μm)之间，中值位于 5.6～6.5 Φ(10～20 μm)之间，且有 80%样品其值小于 15 μm，充分显示了伊犁黄土较好的均一性；③黄土矿物组成中石英、长石、碳酸盐含量大于 80%，重矿物种类复杂多样，并与下伏基岩无明显的"母子"关系。矿物颗粒新鲜，而且多呈棱和次棱角状；④黄土中石英颗粒多呈次棱、棱角状，少数为次圆状，贝壳状断口，阶梯状断面、化学溶蚀坑等各种成因的表面特征都存在，表明黄土物质来源于多种成因类型沉积物；⑤黄土微结构为典型的接触式胶结和支架结构，碳酸盐颗粒为原生碳酸盐矿物，表面溶蚀现象不明显；⑥黄土的粒度在平面上呈现沿主风向由西向东逐渐变细、在垂向上由低至高也由粗至细的变化规律，特别是山地黄土粒度随海拔高度增加变细的分布规律与冰水成因理论明显相矛盾；⑦黄土与典型的黄土状土样品在粒度图解参数散点图中发生明显分离；⑧黄土主要元素、稀土分布模式和锶同位素组成都显示伊犁黄土具有较好的均一性，反映黄土堆积前粉尘经历了充分的混合过程，但却保留了源区风化物的地球化学特征，这是风成黄土的搬运和沉积过程所决定的，因为只有在空中悬浮搬运的条件下，物质的地球化学特征才不发生显著改变。另一方面，伊犁黄土与世界典型黄土的稀土分布模式一致，主要元素 CIA 值也落在黄土范围；⑨区域对比表明，伊犁黄土与中亚黄土在物质组成、沉积环境等方面具有较好的相似性。

第二节　黄土物质来源

如前所述，关于伊犁地区黄土的物质来源，有人认为来自高山冰碛[18]，也有人认为，与天山北麓的黄土不同，伊犁黄土的主要物源为前苏联巴尔喀什沙漠[17]。黄土的分布规律、粒度特征、矿物组成、石英颗粒表面形态和卫星图象的综合研究表明，尽管伊犁地区的黄土物质来源可能是多方面，既有远源，又有近源，但不论是远源，还是近源，粉尘的搬运动力都是风，而且物质源区主要为西部荒漠。

利用卫星资料对现代沙尘天气分析结果显示，形成伊犁及天山山区沙尘天气的天气系统主要有以下几种①阿拉伯海的风暴云系发展旺盛，部分风暴云系形成高空急流卷云线由南向北越上帕米尔高原，并向北一直伸展到巴尔喀什湖至阿尔泰山一带，于伊犁至阿尔泰上空形成大尺度的卷云带，其下为相对静止而移动缓慢的暖湿锋系。当由乌拉尔山南下的冷锋云系与上述暖锋云系相汇合，加之中亚沙漠地面强烈的增温作用，云系发生强烈扰动，水平梯度加大，地面沙尘被发展的天气系统传输至高空，于伊犁、天山山地及北疆地区上空形成沙尘天气(图 6-4)。②来自孟加拉湾的风暴云系与来自西伯利亚的干冷空气相遇导致巴尔喀什湖上空较强的对流低涡云系的发展，可将阿拉山口至艾比湖一带的地面沙尘传输至高空，沙尘翻山形成伊犁和天山山区沙尘天气。③西西伯利亚上空的冷低涡发展并移至巴尔喀什湖上空，低涡云系演变为大范围的活跃的准静止云带，斜压在新疆西北边境。云系在移动过程中受山脉阻挡和地面增温的影响，扰动加强，形成一条西北向的锋面云带，锋面云带受冷暖气团之间于舌区的影响，气旋很快演变至锢囚阶段，导致塔里木盆地地面猛烈增温，沙尘天气发展。孟加拉湾风暴云系的发展造成塔里木盆地东部强烈的东灌系统，偏东与偏西气流辐合，对流加强，塔里木盆地上空的沙尘被传输到

4 000 m 以上的高空形成天山西部地区沙尘天气(图 6-5)。

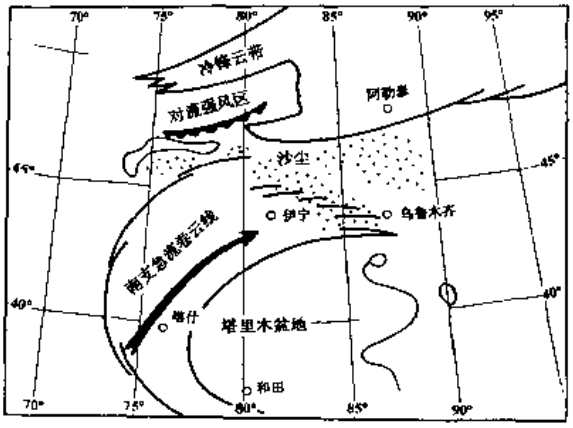


图 6-4 南北云系结合导致伊犁地区沙尘天气形成示意图①

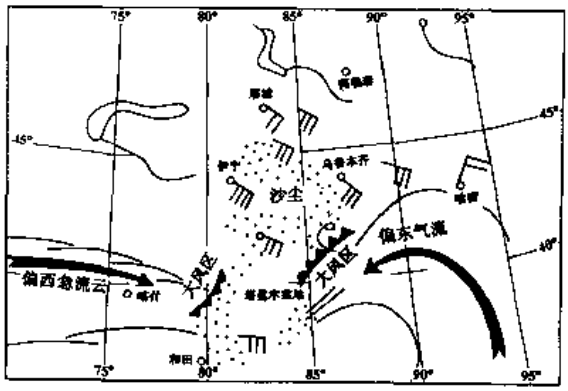


图 6-5 塔里木盆地东西天气系统辐合导致伊犁地区沙尘天气形成示意图①

就地形而言,伊犁地区地形轮廓为三面环山向西开敞的喇叭形。伊犁地区与准噶尔盆地以高耸的北天山相隔,如果粉尘来自北疆荒漠,首先必须有适宜的天气系统将粉尘传输到3 000 m 以上的高空,而3 000 m 以上高空通常西风盛行,只有在粉尘传输天气系统的动力大于西风的情况下,粉尘才能向西南运移翻越北天山,于伊犁地区发生沉降。相比之下,粉尘以这种方式向伊犁地区传输的概率较西风小得多。因此粉尘来源于准噶尔盆地的可能性较中亚荒漠要小。伊犁盆地与塔里木盆地之间为南天山,海拔多在3 000 m 以上。虽然强烈的东灌系统与西南方向的天气系统的辐合有时能将塔里木盆地的粉尘扬至4 000 m 以上的高空,但粉尘能否在伊犁地区发生沉降有待进一步研究。故该区的地形条件决定了其物质来源方向应主要为西和偏西。

从地面和高空风来看,地面伊犁地区主要盛行山谷风,而且从黄土的粒度组成来看,近源组分较远源组分少,即该区粉尘主要为远源,或者说,远源组分占有重要比重,而远源组分的输送要靠高空风。如表 2-8～表 2-10 所示,伊犁地区高空风和地面大风多为西和偏西风,从而决定了伊犁地区粉尘的供给主要来自西或偏西方。

从沉积物类型来讲,伊犁地区西邻中亚荒漠区,特别是在伊犁河下游地区,细粒的湖相沉积广布,加之该区域为于旱和半干旱区,只要有适宜的天气系统,中亚荒漠区就可为伊犁地区黄土的形成提供丰富的粉尘。

从大气环流形势来看,中亚地区为气旋高发生地区,而气旋天气系统则是理想的将地面粉尘向高空传输的动力源。

可见,不论是从地形、风向、沉积物的分布还是大气环流来推论,伊犁地区黄土的物质来源于西邻的中亚荒漠的可能性都较其他地区为大。事实上,伊犁地区黄土物质组成和地球化学特征也为上述对伊犁黄土的物质来源的推论的可靠性提供了最好证据。如伊犁黄土粒度沿风向由西至东由粗变细,伊犁黄土锶同位素组成与准噶尔盆地及塔里木盆地

① 图 6-4,图 6-5 由新疆气象局桑长青和袁玉江根据卫星像片改绘.

有别等。遗憾的是，由于受经费等因素的限制，未能进行伊犁黄土与中亚黄土的详细对比研究。

参考文献

1 Lyell, C. On the delta and alluvial deposits of the Mississippi River, and other points of the geology of North America, observed in the years 1845,1846. American Journal of Science, 1847, 3:34～39.

2 刘东生等. 黄土与环境. 北京:科学出版社,1985.

3 Richthofen, F. V. China. Reimer, Berlin, 1877.

4 Richthofen, F. V. On the mode of origin of the loess. Geological Magazine, 1882, 9:293～305.

5 Obruchev, B. A. Loess types and their origin. American Journal of Science, 1945, 243:256～262.

6 Berg, L. S. Loess as a product of weathering and soil fomation. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1964.

7 Russell, R. J. Origin of loess—A reply. American Journal of Science, 1944, 242:447～450.

8 Pye, K. The nature, origin and accumulation of loess. Quaternary Science Review, 1995,14:653～667.

9 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会编. 中国自然地理—古地理(上册). 北京:科学出版社,1984.

10 B. A. 奥勃鲁切夫. 准噶尔盆地西北部的黄土. 见:论黄土. 北京:地质出版社,1958,133～13.

11 周廷儒. 新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系. 地理学报,1964,29(2):109～127

12 费道洛维奇. 结合黄土在欧亚大陆的分布条件来探讨黄土成因. 见:干燥区和黄土的地理问题. 北京:科学出版社,1958.

13 杨怀仁. 乌鲁木齐河上游第四纪冰川与冰后期气候波动. 地理学报,1965,31(3):149～166.

14 新疆综合考察队编. 新疆地貌. 北京:科学出版社,1978.

15 张云林. 天山北麓的黄土. 新疆地质,1981,(2):21～39.

16 冯先岳,吴秀莲. 北疆黄土与黄土状岩石. 见:新疆第四纪地质与冰川地质论文集. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1981:67～80

17 张鸿义等. 天山北麓的黄土地层与古气候. 见:干旱区新疆第四纪研究论文集,乌鲁木齐:新疆人民出版社,1985.

18 中科院新疆地理所编. 天山山体演化. 北京:科学出版社,1986: 156.

19 中国科学院登山科学考察队主编. 天山托木尔峰地区地质与古生物. 乌鲁木齐:新疆人民出版社. 1985.

20 高存海,刘嘉麒. 乌鲁木齐河流域的黄土研究. 第四纪研究, 1990,3:251～260.

21 高存海,高顺利. 乌鲁木齐卡子湾黄土沉积微构造初步分析. 干旱区地理,1988,11(2):25～30.

第七章　黄土的形成时代

关于新疆黄土沉积的形成时代，前人做过一些工作，但各家看法不一。与黄土的成因类似，对于南亚区黄土的形成时代，其争论远不如北亚区和西亚区激烈。中国科学院新疆资源开发综合考察队、李保生、高存海等对昆仑山北麓的黄土进行过绝对年代测定。据中国科学院新疆资源开发综合考察队的热释光测年结果，克里雅河六级阶地黄土底部的年龄为 199±18 ka，并认为该年代可能代表了南疆地区黄土的起始堆积年代。晚更新世晚期，南疆出现一大规模的黄土堆积时期，克里雅河 4、5、6 级阶地上几个黄土样品的年龄都位于 8～18 ka 之间[1]。另据李保生等的工作成果，克里雅河上游普鲁剖面第一层风沙的年代为 66.7±3.3 ka，而剖面顶部的年龄为 4.55±0.23 ka，即该剖面也属于晚更新以来沉积[2]。除此之外，高存海等测得昆仑山牙门黄土的^{14}C 年龄为 9.5～13 ka[3]。赵兴有等对普鲁村北 20 m 厚的黄土剖面底部样品所取得测年结果为 50～60 ka[4]。从目前的研究成果来看，南亚区的黄土的形成时代主要为末次冰期以来。

关于北疆地区黄土的形成时代争论较为激烈，但绝对测年数据却不多。在新疆 1∶20 万地质图上，西亚区—伊犁地区的风成黄土的年代被笼统定为晚更新世；张云林曾根据黄土的沉积特征、地层接触关系和古生物等将天山北麓的黄土分为老黄土、新黄土和现代黄土，其形成时代分别为中更新世、晚更新世和全新世[5]。张鸿义等根据天山北麓第四纪地层所含化石及岩性的区域对比、黄土结构、构造、黄土分布特征以及物探资料，认为在北疆黄土的形成时代从新到老依次为：全新世，该时期的黄土中发现有古人类文化遗址；晚更新世，以天山北麓的“沙湾黄土”为代表，与黄土高原的马兰黄土相当；中更新世，以天山北麓“石场黄土”为代表，可与黄土高原的离石黄土进行对比；早更新世，以分布在巩乃斯谷地中，呈棕红色的“新源黄土”为代表，可与黄土高原的午城黄土对比[6]。可见，上述对黄土形成时代的划分都缺少绝对年代的支撑。文启忠等曾对北疆地区两个黄土剖面进行了较为细致的测年工作。据研究结果，天山北麓牛圈子剖面底部黄土的热释光年龄为 285.3±26 ka，伊犁新源坎苏黄土剖面底部的年龄为 391.6±33 ka，因此提出北疆地区黄土的发育始于中更新世，在伊犁地区不仅分布有与中国东部相对应的马兰黄土，而且分布有离石黄土[7]。鉴于热释光测年方法在一定时间范围内精度的不确定性，和在北疆地区因古土壤不发育所带来的黄土地层对比困难，对北疆黄土的形成时代许多人仍然持怀疑态度。为进一步确定新疆西风区黄土的形成时代，深入研究该区的黄土记录，揭示西风区末次间冰期以来古气候的变化规律，作者在国家自然科学基金资助下，对该区多个黄土剖面采集了多个绝对测年样品，试图在该区建立起一个 15 万年黄土沉积的时间序列。以便探讨晚更新世以来该区黄土的沉积特征与古气候变化模式。

第一节　典型剖面概述

据伊犁地区黄土的分布特点，由东至西共在 5 个剖面上采集了测年样品，由于巩乃斯

谷地不仅是伊犁黄土的重要分布区域，而且黄土的粒度分析证实该地黄土组成中，远源组分所占比重高，在反映西风区古气候变化上较其他地点更有代表性，所以选择了则克台剖面进行由上至下的较为系统的年代样品的采集与分析工作。

一、德能布拉克剖面

该剖面位于巩乃斯谷地东端，阿吾拉勒山南麓，地处巩乃斯河北侧支流库尔德能布拉克的二级阶地上，地理坐标为 43°28′N，83° 54′E，海拔1 410 m。该区为栗钙土分布区，植被为针茅－狐茅干草原，覆盖度大于 50%，土壤有机质层厚约 20 cm，含量 5%～8%。剖面走向为 140°，出露厚度约 17 m，剖面上有清楚可辨的古土壤层发育（图 7-1），由上而下可分为：

① 现代土壤层，上部为暗棕色（10YR3/3），富含有机质和植物根系，下部颜色较上部为淡，按芒塞尔分类为 10YR7/3～10YR6/3，具团粒结构。 厚 0.8 m

② 黄土层，为淡黄色粉砂层（2.5Y7/3），质地均匀，疏松，多孔，并有根孔和虫孔，垂直解理发育，含有散布的蜗牛化石。 厚 2.2 m

③ 弱发育古土壤层，为淡黄橙色风化层（10YR8/3），该层中散布有直径 3～8 mm 的钙结核，形状不规则，较硬，与上下层之间无明显界限。 厚 0.4 m

④ 黄土层，为淡黄色粉砂层（2.5Y7/3），疏松，多孔，垂直解理发育，含有蜗牛化石。 厚 3.0 m

⑤ 古土壤层，浅黄橙色（10YR6/3），质地较粘重，顶部稍具团粒结构，含有蜗牛化石和白色假菌丝体，与上下层之间无明显界限，呈逐渐过渡状。 厚 1.2 m

⑥ 黄土层，淡黄色粉砂层（2.5Y7/3），质地均匀，但较剖面上部的黄土层孔隙少，稍紧实，垂直解理发育，沿解理缝有碳化根系分布，含蜗牛化石。 厚 3.6 m

⑦ 古土壤层，浊橙色（7.5YR7/3），可分为上下两层，上层厚 60 cm，色稍深，含蜗牛壳和菌丝体，具团粒结构，下层色稍浅，较粘重，紧实，含较多白色假菌丝体。 厚 1.2 m

⑧ 黄土层，淡黄橙色粉砂层（10YR8/3），质地均匀，含少量假菌丝体，稍紧，有较多虫孔和皮壳状碳酸盐淀积，含扁平蜗牛化石。 厚 2.0 m

⑨ 古土壤层，为一层复合古土壤层，可分为明显两层。上层厚 80 cm，具团粒结构，浊橙色（7.5YR7/3），与上覆黄土层呈逐渐过渡状。下层，厚 1 m，是一层发育良好的古土壤层，可细分为三层。表层为棕色（7.5YR4/3），厚 60 cm，具良好的团粒结构，较疏松，中层厚约 20 cm，浊棕色（7.5YR5/3），粘重且紧实，含较多蜗牛化石和假菌丝体，下层，厚 20 cm，含有丰富的白色假菌丝体，十分紧实。 厚 1.8 m

⑩ 黄土层，浅淡黄色粉砂层（2.5Y8/3），有石膏晶体，紧实。 未见底

二、则克台剖面

则克台剖面位于阿吾拉勒山南坡巩乃斯河北侧二级阶地上，地理坐标：43°31′ 53″N，83°18′58″E，海拔 850 m。该处为荒漠草原灰钙土分布区，因地处背风坡，故较干旱，植被覆盖度小于 50%，以蒿类和藜科为主，现代土壤层顶部无明显的有机质层。黄土覆盖在河流相砂砾石层之上，剖面出露厚度 21.4 m（图 7-2），由上而下分为：

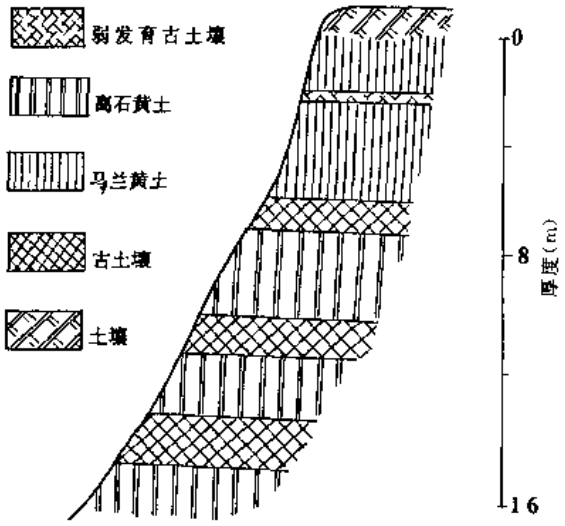


图 7-1 新疆伊犁地区库尔得能布拉克黄土剖面示意图

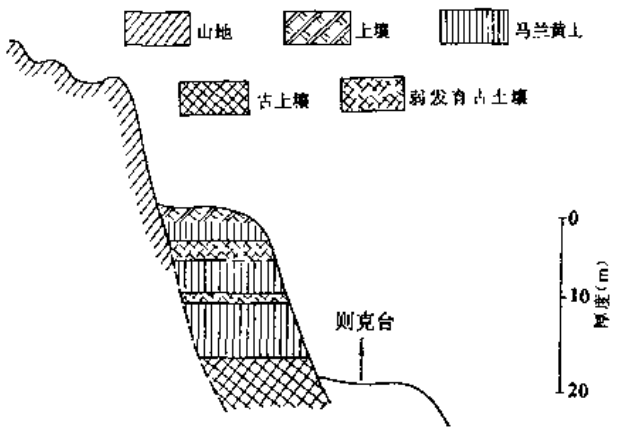


图 7-2 新疆伊犁地区则克台黄土剖面示意图

① 现代土壤，灰黄色(2.5Y7/2)，含有现代植物根系。 厚 0.4 m

② 黄土层，浅淡黄色(2.5Y8/3)，疏松，质地均匀，较粗，与其上的土壤层之间无明显界限，呈逐渐过渡状。 厚 2.8 m

③ 弱发育古土壤层，颜色与上下的黄土层并无明显区别，但稍紧实，质地均一且细，有较多的沿根孔或虫孔淀积的碳酸盐聚集体，白色，稍硬，该层由三层组成，在上下两层古土壤层之间夹有一层厚约 1.2 m 的质地均一但较粗的黄土层。 厚 2.4 m

④ 黄土层，浅淡黄色(2.5Y8/3)，疏松，质地均匀，较粗。 厚 3.4 m

⑤ 弱发育古土壤层，质地均一，较黄土层为细，偏下部有钙结核形成，较坚硬。直径 1～0.5 cm，表层为深灰色，中间为灰白色。 厚 1.2 m

⑥ 黄土层，浅淡黄色(2.5Y8/3)，疏松稍紧，质地均匀，较粗，与上下黄土层之间呈逐渐过渡。 厚 7.4 m

⑦ 古土壤层，浅黄橙色(10YR8/3)，较紧实，质地均匀且细，含有较多蜗牛化石。 厚约 2.2 m

三、新源剖面

该剖面与则克台剖面相距约 20.0 km，地处那拉提山北坡，较阿吾拉勒山南坡的则克台稍湿，植被同样为荒漠草原，覆盖度达 50%～60%，藜科占优势，与则克台沉积剖面类似，除地表土壤较则克台剖面厚外，其他与之大致相同(图 7-3)。

四、乌赞剖面

乌赞剖面地处喀什河谷地北侧二级阶地上，地理坐标 43°48′96″N，82°27′44″E，海拔 1 050 m。黄土覆盖在阶地顶部，与下伏河流相砂砾层呈不整合接触，剖面厚 6.5 m，由上而下阶地除表层有薄的土壤层外，无明显肉眼可辨的古土壤发育，为淡黄色黄土，疏松，质

地均匀，较粗，地表植被为荒漠。

五、昭苏剖面

昭苏剖面位于昭苏盆地，为草原黑钙土分布区，海拔1 920 m，地理坐标 43°08′99″N，81°05′65″E。剖面厚 6.1 m，除表层土壤和 S_0 外，无明显肉眼可辩的古土壤层发育，均为淡黄橙色黄土，均匀，无层理，在 1～1.3 m 处出现钙质结核，直径 0.5～3 cm，较硬。向下分别在 2.0 m、3.0～3.2 m 和 4.4 m 处都有结核出现。

六、二牧场剖面

二牧场剖面位于喀什河上游高阶地上，海拔1 500 m。黄土覆盖于河流相沙砾石之上，厚度约 50 m。剖面最下部发育有一层古土壤，其中散布有较多的蜗牛化石。由于剖面陡峭，未能进行采样和剖面实测工作。

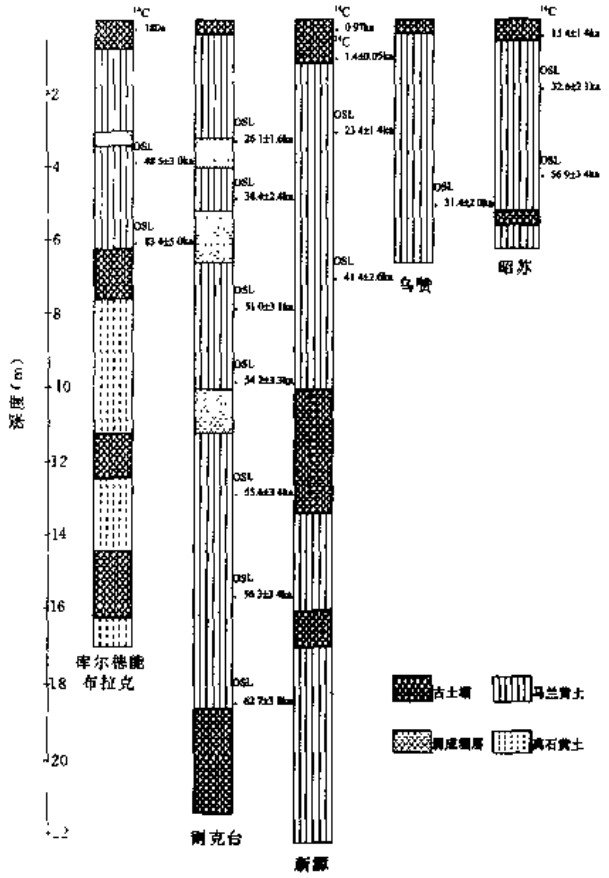


图 7-3　新疆伊犁地区黄土剖面柱状图

第二节　测年方法

精确的测年，是重建古环境的不可缺少的条件之一。目前用于建立标准时序的地质体主要有三种，即深海沉积、冰芯和大陆黄土沉积。关于第四纪年代学近年来随着科学技术的发展，已取得了一些令人瞩目的成果，并总结出了一套较为成熟的分析方法。第四纪测年方法通常有相对测年和绝对测年之分，由于绝对测年精度高，因此倍受第四纪工作者的青睐。常用的绝对测年方法有^{14}C、热释光、光释光、电子自旋共振、裂变径迹等[8]。测年方法的使用因时间尺度和沉积类型的不同而不同。目前，对黄土样品而言，主要使用的测年方法为古地磁、TL/OSL 和^{14}C，三者所测年龄范围不同。

一、古地磁

在第四纪物质沉积过程中，其中的磁性矿物在地磁场的作用下顺当时的磁力线方向作定向排列，当地磁场周期发生变化时，不同时期的磁场特性都将保留在地层中，因此通过测量样品中古地磁场的各种参数，如磁偏角、磁倾角等，就可以分析出样品的相对应的时代。已有的研究证明，由地球磁场变化造成的极性和亚极性事件，其周期为 10^6 a 和 10^4～10^5 a，结合相应时段的样品测年资料，就可制定出一个较完整的极性年表。虽然该方法目前广泛使用，是第四纪测年方法的重要手段之一，但由于极性事件年代跨度大，而

且许多亚极性事件在测量中又较难捕捉，因此，仅有古地磁年表，往往不能满足地层划分的需要，特别是在建立具有高分辨率的沉积时序时，古地磁测年常常要与其他测年方法一起使用，才能达到预期的目的。

二、TL/OSL

TL/OSL 的原理主要是应用一些不导电的固体物质，在放射性元素的辐照下，以其内部电子的转移来贮藏辐射能量这一理论为基础，利用沉积物中矿物晶体在沉积期间受放射性物质放射出来的 γ、δ、β 射线的辐射产生电离，其能量一部分以晶体发热形式被消耗，而另一小部分则被晶格缺陷所俘获并留下空穴。上述落入陷井中的电子在加热条件下将逃离陷井并释放能量的原理，通过测定样品最后一次受到热事件所经历的时间，且晶体晶格中所贮存的热释光总能量是时间的函数从而达到断代之目的。其测年范围因样品种类和辐射剂量的不同而不同，用石英为测样，当环境剂量率为 1～5 Gy/a 时，可测 1.0～100 ka 或 500 ka。

光释光(Optically Stimulated Luminescence)测年是近几年出现的新技术，它是在 TL 基础上发展起来的，在石英等矿物晶体中存在着“光敏陷井”和“非光敏陷井”，矿物受到电离辐射而产生的激发态电子被“光敏陷井”捕获时就成为“光敏陷获电子”，而为后者捕获就成为“非光敏陷获电子”；光敏陷获电子可被光激发而逃离陷井，重新与发光中心结合而发光产生 OSL 光信号，而非光敏陷获电子在光照下不能逃离，这就是矿物中残留的 TL 信号。由于 OSL 测年只测量与光敏陷获电子有关的信号，从而可不考虑残留的 OSL 信号，因为对风积物和水悬浮搬运沉积物而言，OSL 时计在搬运沉积过程中已被拨回到“零点”，而 TL 测年必须考虑残留 TL 信号。OSL 的测年范围与 TL 相同①。

鉴于 OSL 与 TL 测年方法适用样品范围广，易于取得，而且年代跨度适合于第四纪中期以来的多种沉积，故是目前最重要的测年手段之一。特别是在 15 万年来的古环境研究中，风成黄土的研究中扮演着重要角色。相比较而言，OSL 不仅拥有 TL 测年的各种优点，同时还有 TL 测年所不及的许多地方，如：第一，OSL 测年不必像 TL 那样考虑残留的 TL 信号，TL 信号的测定不仅给测定古剂量增加了许多麻烦，而且也给 TL 测年结果带来一定程度的不准确性；第二，OSL 信号较容易测量，简便且准确；第三，OSL 测量仅用很低能量的光来激发测样发光，不致引起 OSL 信号对剂量响应的感量发生变化，因此不需制备一批测样，较经济[9]。

三、^{14}C

自然界能久留的碳同位素有 ^{12}C、^{13}C、^{14}C，其中 ^{12}C 和 ^{13}C 是稳定同位素，^{14}C 是放射性同位素，半衰期为5 568年，因此，在假设含碳样品脱离交换储存库后，其 ^{14}C 放射性按衰变规律自然减少；碳在各交换储存库中分布均匀，各交换储存库中含碳量一定；近数万于年内宇宙射线强度不变的前提下，就可精确测定 5 万年内含碳标本的年龄，它是目前绝对

① 国家地震局地质研究所新年代研究室编.《送样要求》，1996.

测年精度最高的方法。由于该方法要求样品中含有足够量的C，特别是黄土中，含碳量很低，大量碳的获取十分困难，使^{14}C测年方法的应用受到限制。近年来，随着加速器技术在^{14}C测年中的应用，使样品C需求量大幅度减少，大大促进了^{14}C测年方法的发展，目前使用AMS ^{14}C方法，最大测年范围已延至10万年。然而由于AMS ^{14}C方法成本高，且国内许多实验室仅能制样，故使用范围也受到限制。虽如此，随着社会的进步，该方法是很有潜力可挖。

然而，受测年精度和资金等限制，即使是在研究程度较高的黄土高原，现有的绝对测年资料尚不能满足高分辨率黄土地层研究的需要，因此，研究者们常利用建立时间标尺的方法来解决这一很棘手的问题[10~13]。

第三节　时间标尺

沉积序列时间标尺的建立是第四纪地质学研究极其重要的一个方面。因为对于古气候变化的研究，是建立在一定的时间概念基础之上的，只有在相同的时间标尺下，才能对不同地区的同一气候事件进行比较，才可能去探讨全球气候变化规律的异同。因此，对任何一个地区古环境的研究，都离不开时间标尺的建立。

确立时间标尺的方法有两种，一种是对整个沉积剖面进行高密度采样，然后精确地测定每个样品的年龄，从而得到一条高分辨率的时间标尺。多年来黄土高原绝对测年已取得丰硕成果，基本确定了马兰黄土的形成时代和末次冰期的起点。近年来，刘嘉麒等在前人工作的基础上，又选定了渭南一黄土剖面为研究重点，对剖面以2～5 cm间隔系统采集^{14}C和TL测年样品，^{14}C样品用加速器质谱仪(AMS)测定，TL采用细颗粒法，从而建立了一条较为精确的15万年来的时间标尺，并且它与深海氧同位素曲线在各个细节上吻合较好[14]。然而在许多情况下，剖面精确而系统的测年是不可能的。在当前的测年技术和经济条件下，要确立一条这样高精度的时间更长的独立的时间标尺存在许多困难。目前在第四纪研究中最常用的建立时间标尺的方法大致可归纳为：地球轨道调谐法、曲线拟合对比法和综合法。

一、轨道调谐法

轨道调谐法的原理基于地球轨道参数的变化与太阳辐射量的周期变化及其所引起的地球冰量的变化。即太阳系引力的摄动引起地球运动的偏心率(Eccentricity)、黄赤交角(Obliquity)、和岁差(Precession)的变化使太阳辐射量发生变化，当北半球接受太阳辐射减少时，气候变冷，冰期来临；相反，则对应于间冰期。从而将地球轨道变化、太阳辐射以及冰量变化联系起来。地球轨道参数的变化具有10、4.1、和2.3(1.9)万年的主要变化周期，受其影响而变化的第四纪古气候也应存在这些周期，它们将被记录在不同成因类型的海洋、陆地沉积序列中。基于上述原理，在沉积物时间序列的轨道调制时，以地球轨道参数变化为“精确时钟”，应用一些数学变换，最终建立起年代序列。目前广为引用的SPECMAP时标就是通过该方法而获得的。SPECMAP标尺以海洋沉积有孔虫壳体中

$\delta^{18}O$ 含量曲线为气候曲线，在假设 $\delta^{18}O$ 含量与地球轨道参数变化具有某种程度的线性相关，并且气候指标对地球轨道参数变化的响应的滞后为常数的前提下，以太阳辐射的周期变化为精确时计，利用数学变换而建立起来的一个较为理想的时间标尺[15]。由于海洋沉积中 $\delta^{18}O$ 与 $\delta^{16}O$ 的比例主要取决于大陆冰量与海平面波动，在该标尺上末次间冰期位于氧同位素曲线第 5 阶段。在第五阶段中，又有 5e、5c 和 5a 三个 $\delta^{18}O$ 最小值段分别对应于全球冰量的减少期，即与北半球高纬地区夏季太阳辐射的高值期相吻合。而这三个低值期中又以 5e 段被确定为末次间冰期的起点[16]。丁仲礼等则利用轨道调谐法，对宝鸡黄土剖面进行了时标调制。在轨道参数调制过程中，他们的假设是①季风变化同全球冰量是同步的；②两个控制点之间黄土的沉积速率为常数。在此前提下，以黄土粒度曲线作为气候变化代用曲线，通过地球轨道变化周期调谐，即直接将深度作为标尺，将相应的粒度曲线调制到北纬 60°夏季太阳辐射曲线一致，最终获得了陕西宝鸡黄土剖面 240 万年的时间标尺[17]，从而成为与目前世界上四条以氧同位素变化为气候代用指标的而建立的长时标(①由 Martinson 等建立的 30 万年以来的具有高分辨率的时标[18]；②Imbrie 等建立的 80 万年以来的时标[19]；③Ruddiman 和 Raymo 等建立的 280 万年来的时标[20]；④Shackleton 等建立的 260 万年的时标[21])齐名的第五条时间标尺。

二、曲线对比法

时标曲线对比法建立在全球重大气候事件大致同时发生的前提下，将不同的古气候代用指标曲线与具有时间标尺的深海氧同位素曲线进行对比以获得不同地层界限的年龄框架。该方法使用方便，而且经济，在缺少精确测年数据的情况下倍受青睐。在进行 15 万年以来环境的研究时，Martinson 时标中的地层界限被广泛引用，著名的 SPECMAP 氧同位素曲线也被用来作为相应时段地质体各种古气候代用指标曲线对比的标准。

三、综合法

综合法即以绝对测年为基础，结合沉积速率内插和外推，并考虑其他因素的影响，以求得一综合时标，该方法也是目前使用较为广泛的方法之一，但不同研究者所使用的方法不尽相同。如黄土高原 240 万年来黄土沉积时间序列就是以古地磁极性事件界限为基础，结合同位素、热释光、裂变径迹、^{14}C 等测年数据以及黄土沉积速率推算，并考虑生物、气候事件等因素而建立起来的[22]。极地冰芯时间序列的建立也是运用综合方法获得的，即将冰层年层统计、^{14}C(MS)测年与 $\delta^{18}O$ 变化以及电导率变化等相结合而求得[23~24]。

四、确立初始时间标尺

为获得一个具有高分辨率的时间序列，首先必须确定独立的绝对年代控制点以建立一个初始的时间标尺。初始时间标尺的建立即是在独立的年代控制点之间进行线性内插，实现时间与深度的初步转换。在黄土研究中对于两个绝对年龄之间地层年代的获得，通常所采用的办法为沉积速率线性内插和外推。但由于黄土的沉积速率可通过不同的指标得以反映，于是与之相关的各种数学模型应运而生。不同的数学模型主要通过地层中

具有某种代表意义的古气候指标选取，以不多的但较为精确的绝对测年资料为控制点，利用不同的数学公式将两个已知年龄控制段的地层深度转化为时间标尺，从而建立起较为详尽的时间序列。

早在80年代末，G. Kukla通过中国黄土高原发育较好的几个黄土－古土壤序列的磁化率测量，利用公式：

$$T_m = T_1 + (\sum a_i s_i)(T_2 - T_1)(\sum a_i s_i)^{-1}$$

将已有的两个绝对测年数据（S_0/L_1 的界限 1.1×10^4 a 作为 T_1，S_1/L_2 界限 12.8×10^4 a 作为 T_2，a 为地层厚度，s 为磁化率）作为控制点，计算得出了洛川和西峰两个剖面的时间序列，并将之与 SPECMAP 同位素曲线对比，发现除少数阶段外，绝大多数时段年代误差均小于 5 ka。其理由是磁化率与粉尘的沉积速率有关，而黄土高原至少自布容期以来粉尘的沉积与北半球冰量有关，受北半球大气环流变化的控制[10]。

刘东生等在《黄土与环境》一书中曾根据洛川黄土剖面的古地磁极性期、亚期的界限，按黄土的堆积量推算各黄土、古土壤层年龄。其方法是：① 求出每块黄土样品的容重 D（g/m^3），并对每层样品的容重对该层占有的厚度进行加权平均，求取该层的平均容重（$D = (D_1/n)$；② 求堆积量 AQ（g/cm^2），即以平均容重乘以该层厚度（$AQ_i = D_i S_i$）；③在剖面上各极性期和亚期所控制的年龄段内，以各层的堆积量除以各段堆积层（厚度×各层堆积量），再乘以该年龄段的时间间隔，求出各层所占时间间隔：

$$T_i = (Q_i A/AQ) \times T$$

再将各层占有时间从新到老累加，得出各层起止年龄。

其计算结果表明，各黄土－古土壤组合的起止年龄与库克拉的冰川旋回终止点平均年龄值及 V28～238 岩芯同位素年龄值很接近。

鹿化煜等在假设黄土高原黄土堆积速率取决于大气粉尘的沉降速率，而大气粉尘中 2～16 μm 颗粒沉积速率较稳定为前提，设计了与 G. Kukla 类似的数学模型，即：

$$T_m = T_1 + (T_2 - T_1)(\sum C_i H_i / \sum C_i H_i)$$

其中 T_1、T_2 与 Kukla 模型意义相同，C_i 为 2～16 μm 粒组的百分含量，H_i 为单位地层测量面厚度。利用该模型，作者计算了加拉米洛亚期以来坡头黄土地层的年代，并认为可与轨道调谐的宝鸡黄土时间序列进行初步对比[13,27]。

S. C. Porter 和安芷生在研究末次冰期以来中国与北大西洋气候事件之间的关系时，也使用了上述模型，但自变量不同，他们以沉积速率为变量，以深海氧同位素曲线年龄为控制点，分别计算了 MIS2/1 与 MIS5/4 之间黄土地层的年龄，其精度达到 1～3ka[12]。

第四节　伊犁黄土沉积时间序列

到目前为止，除不多的绝对测年数据外，新疆黄土尚未建立起一个较为系统的时间序列。据前人对新疆不同区域黄土样品的测定结果，认为新疆地区黄土地层与黄河中游地区相应地层层位基本一致（表 7-1），但他们同时也注意到了新疆黄土与黄河中游黄土的热释光特征有几个较为明显的区别。首先是热释光晒退后的残留量（D_0）不同，出现南疆

>北疆>黄河中游;其次是含水率的不同[1]。据此作者认为,OSL 测年方法较 TL 方法更为适用于新疆,因为 OSL 测年不需计算残留量。

表 7-1 新疆黄土绝对测年资料对比

	地点	年龄(ka)	方法		地点	年龄(ka)	方法
伊犁西亚区	则克台-1	51.0±3.1	OSL	昆仑山	叶城	15.9±0.5*	^{14}C
	则克台-2	54.2±3.3	OSL		叶城	15.2±1.0*	TL
	则克台-3	55.6±3.4	OSL		于田	17.7±0.5*	TL
	则克台-4	56.3±3.4	OSL		于田	9.5±0.9*	TL
	则克台-5	62.7±3.8	OSL		于田	19.93±1.8*	TL
	则克台-6	26.1±1.6	OSL		于田	8.26±0.6*	TL
	则克台-7	38.4±2.4	OSL	天山北麓北亚区	坎苏	73.9±5.9*	TL
	德能布拉克-1	83.4±5.0	OSL		坎苏	121.5±10*	TL
	德能布拉克-2	48.5±3.0	OSL		坎苏	139.3±12*	TL
	新源-1	23.4±1.4	OSL		坎苏	165.4±16*	TL
	新源-2	41.4±2.6	OSL		鹿角湾	76.8±6.0*	TL
	新源-3	33.6±2.0	OSL		牛圈子	97.8±9.0*	TL
	新源-4	2.03±0.06	^{14}C		牛圈子	147.3±10*	TL
	乌赞	31.4±2.0	OSL		牛圈子	203.3±18*	TL
	昭苏-1	32.6±2.1	OSL		卡子湾	22.6±1.01**	TL
	昭苏-2	56.9±3.4	OSL		卡子湾	33.8±1.97**	^{14}C
	昭苏-3	15.43±1.39	^{14}C		卡子湾	35.9±1.32**	^{14}C
	昭苏-4	2.03±0.06	^{14}C		卡子湾	34.7±1.0**	^{14}C

*引自参考文献[1],**引自参考文献[30]

一、伊犁地区黄土样品绝对年龄测定结果

对伊犁黄土样品测年方法上采用了古地磁、OSL 和^{14}C 相结合的方法。不同剖面的 15 块样品的 OSL 测年工作由北京国家地震局地质研究所 TL/OSL 测年实验室完成(样品分布见图 7-3)。古地磁由兰州大学古地磁实验室测定。^{14}C 由新疆生态与地理研究所 ^{14}C 实验室完成。

1. 古地磁

古地磁样品采自则克台剖面,剖面 0~3.0 m,采样间隔为 1.0 m,3.0~21.5 m,采样间隔为 0.5 m。样品采集均按古地磁测年要求,每块样品取 3 个平行小样为一组,编号为 nA. nB. nC(n 为样品编号),共取样品 39 组。

首先选择 2A、4A、8A、12A、16A、20A、24A、28A、32A、36A 和 38A 块样品以 50OE 为间隔进行系统退磁,磁场由 0~600OE。从样品的系统退磁可知,当退磁峰值在 300OE 时,大部分样品已显示出较稳定的原生剩磁,从而确定了 300OE 为最佳退磁峰值,并在此

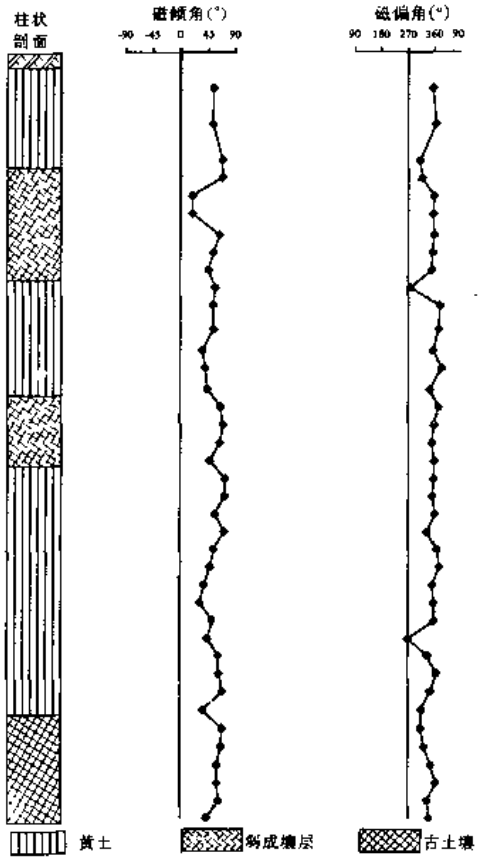


图 7-4 新疆伊犁地区则克台黄土剖面古地磁测量结果

峰下做了其余样品的退磁，其测定结果作为最终结果。退磁后其 $\alpha<95$ 大多小于 10°。

如图 7-4 所示，剖面的磁偏角(DEC)多变化于 310°～15°之间，平均为 347.8°，而磁倾角(INC)多位于 30°～60°范围内，即均为正倾角，平均值为 54.1°。据测定结果，该地层均位于布容正向期内。

在地磁场各种参数中，地磁场强度是另一个重要的参数，它随时间的变化具有和磁场方向、极性变化同等重要的意义，对于引起磁场强度变化的原因，许多研究者都认为，它不仅与地球磁场变化有关，还和气候波动以及成土过程有关[25～27]。因此它像磁化率一样可作为气候变化的指标，如赵松龄等通过渤海湾海相沉积剩磁强度变化的研究，认为较高的剩磁强度对应于海退期[28]。在黄土高原黄土环境磁学的研究中，研究者们也注意到，黄土的剩磁强度往往低于古土壤，通常古土壤的天然剩磁是黄土的 3～5 倍。但王乃昂等在进行腾格里沙漠南缘武威黄土剖面的古地磁研究中发现，该剖面不具此规律，古土壤的天然剩磁强度一般较低，而且与野外观察到的黄土—古土壤旋回无相关关系[29]。伊犁则克台黄土剖面的天然剩磁特征较特殊，其强度大于黄土高原地区，其原因有待深入研究。

2. OSL 和 ^{14}C

根据五个剖面 15 块样品 OSL 测年和 7 块样品的 ^{14}C 测年结果，伊犁地区分布的黄土主要是末次冰期以来的沉积，即伊犁黄土的形成时代大多和黄土高原的马兰黄土相当，这与新疆黄土南亚区和北亚区黄土的形成时代的研究结果基本一致[1, 30](表 7-1)。

三、伊犁黄土时间序列

黄土高原及其周边地区大量的绝对测年资料表明，虽然马兰黄土开始堆积的时间不尽相同，但大多位于一个可做对比的范围内。如刘东生等认为马兰黄土的起始时间为 95～70 ka B. P.[22]；李虎侯的测年结果为 100～80 ka B. P.[31～32]；卢演俦等则将该界限定为 85 ka B. P.[33-34]；Kukla 等认为马兰黄土从 68 ka B. P. 前开始堆积[13]；陈发虎等对兰州九州台黄土的研究结果表明，马兰黄土于 81 ka B. P. 前开始堆积[35]；而李吉均等则把马

兰黄土的底界定在 80 ka B. P.[36]。在新疆文启中等所测定的马兰黄土的底界为 74～98 ka B. P.[1]。从伊犁黄土 OSL 的测年来看，S_1 与 L_1 的界限位于 63～82 ka B. P. 之间。通过区域对比和粒度、测年等资料的综合分析，为便于与黄土高原和深海氧同位素曲线界限对比，将则克台剖面马兰黄土开始堆积的时间定为 75ka。由于地表基本未受人类活动的扰动，而现代粉尘堆积一直在进行，故将 0 时标置于地表。在 0～75 ka 之间则以 4 个 OSL 绝对年龄为控制点。首先选用以下年龄模型进行深度与时间的转换，建立初始时标：

$$T_m = T_1 + (T_2 - T_1)(\sum C_i H_i / \sum C_i H_i)$$

如上所述，有人曾用模型计算了洛川剖面的初始时标，所选用的粒度参数为 2～16 μm 粒级的百分含量，其理由是该粒级上限为中粉砂与细粉砂的分界[13]。张小曳对黄土高原黄土的研究也证明，2～20 μm 为通常大气条件下均存在的大气粉尘沉积[37]。根据伊犁地区的实际情况，伊犁黄土粒度组成中小于 15 μm 粒级含量稳定，而且具有代表性，在粒度概率曲线上，它是远源与近源粒组的分界[38]。但 Pye 的研究结果表明，在中性大气的中等风暴里，大于 20 μm 的颗粒不可能迁移的离源区很远的地方，而小于 10 μm 的颗粒则可被搬运到数千公里以外的地方[39]。鉴于伊犁黄土粒度组成中小于 15 μm 与小于 10 μm 粒级含量变化具有高度一致性，故选择小于 10 μm 粒组含量作为模型的粒度参数。风力大，粉尘沉积速率快，大于 10 μm 颗粒含量增加，则小于 10 μm 粒级百分含量低；相反，风力小，沉积速率慢，小于 10 μm 粒级百分含量高。所以模型中 T_1、T_2 为某一段地层的两个年龄控制点，T_m 为需要计算点的年龄，C_i 为＜10 μm 粒组的百分含量，H_i 为单位地层测量面厚度。

运用所述年龄模型计算获得两个弱发育古土壤层的年龄分别为 28. 82～45. 22 ka B. P. 与 55. 55～58. 87 ka B. P.。

参考文献

1 中国科学院新疆资源开发综合考察队. 新疆第四纪地质与环境. 北京：中国农业出版社，1994.

2 李保生，金炯. 塔干沙漠南缘沙山普鲁地层剖面的初步研究. 科学通报，1988，33(2)：140～143.

3 高存海，张青松. 试论昆仑山北坡黄土特征及其沉积环境. 干旱区地理，1991，14(3)：9～17.

4 赵兴有等. 晚更新世中期以来克里雅河流域黄土沉积特征与环境演化. 干旱区地理，1995，18(1)：51～59.

5 张云林. 天山北麓的黄土. 新疆地质，1981，(2)：21～39.

6 张鸿义等. 天山北麓的黄土地层与古气候. 见：干旱区新疆第四纪研究论文集，乌鲁木齐：新疆人民出版社，1985.

7 Wen Qizhong *et al*. Paleoclimatic records in the loess sections of North Xinjiang, China. In: Aspects of loess research. Edited by Liu Tungsheng. China Ocean Press. 1987：58～70.

8 徐馨等. 第四纪环境研究方法. 贵州科技出版社，1992.

9 卢演俦. 第四纪沉积物热释光测年的新进展. 见：刘东生主编. 黄土第四纪地质. 全球变化(1). 北京：科学出版社，1990：126～135.

10 Kukla, G. *et al*. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology. 1988, 16：811～814.

11 丁仲礼等. 中国黄土研究进展(三) 时间标尺. 第四纪研究，1991，(4)：336～348.

12 Porter, S. C. and An, Z. S. Correlation between climate events in the north Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 1995, 375：305～308.

13 鹿化煜 等. 洛川黄土地层定年的一个模式及其初步应用. 沉积学报,1997,15(3):150～153.
14 刘嘉麒等. 渭南黄土剖面的年龄测定及十五万年来高分辨率时间序列的建立. 第四纪研究,1994,(3):193～202.
15 Shackleton, N. J. Oxygen isotopes, Ice volume and sea level. Quaternary Science Review, 1987, (6):183～192.
16 LIGA member. Report of 1st discussion group: The last interglacial in high latitudes of the Northern Hemisphere: Terrestrial and marine evidence. Quaternary International, 1991,10～12:9～28.
17 Ding Z. L. *et al*. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. Quaternary Science Review. 1994,13: 39～70.
18 Martinson, D. G. *et al*. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution to 300,000-year chronostritigraphy. Quaternary Research. 1987, 27: 1～29.
19 Imbri, J. *et al*. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. In: Berger, A. *et al*. (eds.), Milankovitch and Climate, Part I, D. Reidel Publishing House, 1984:269～305.
20 Ruddiman, W. F. *et al*. Pleistocene evolution: Nothern hemisphere ice sheets and north Atalantic ocean. Paleoceannography, 1989, 4(4): 353～412.
21 Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODC site 677. Philosophical Transactions of the Royal Society, Edinburgh, 1990, 81: 251～261.
22 刘东生等. 黄土与环境. 北京:科学出版社,1985.
23 Grootes, P. M. *et al*. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, 1993, 366:552～554.
24 Johnsen, S. J. *et al*. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature, 1992, 359(24): 311～313.
25 刘东生. 中国第四纪研究新进展. 中国第四纪研究,1985,6(2):1～8.
26 安芷生. 洛川剖面的古地磁研究. 地球化学,1977(4):239～249.
27 刘东生,安芷生. 洛川北韩寨黄土磁性地层的初步研究. 地球化学,1984(2):134～137.
28 赵松龄等. 东海 DC1 和 DC2 孔古地磁研究. 1983,海洋学报,5:83～90.
29 王乃昂等. 腾格里沙漠南缘武威黄土剖面磁性地层年代初步研究. 兰州大学学报(自然科学版),1997,33(4): 144～146.
30 高存海,刘嘉麒. 乌鲁木齐河流域的黄土研究. 第四纪研究, 1990,3:251～260.
31 李虎候. 用石英的热释光测定出的马兰黄土的形成年代. 科学通报,1985,(11):862～864.
32 李虎候. 马兰黄土形成年龄(Ⅱ). 科学通报,1986,(5):372～375.
33 Lu Yanchou *et al*. Thermoluminescence dating of the Malan Loess at Zhaitang, China. Geology, 1987, 15:603～606.
34 Lu Yanchou et al. Sunlight bleaching of the thermoluminescence of Chinese loess. Quaternary Science Review. 1988, 7:335～338.
35 陈发虎等. 兰州九洲台黄土沉积年代的综合研究. 沉积学报,1989(3).
36 李吉均等. 末次冰期旋一兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比. 中国科学(B),1990,(10):1086～1094.
37 张小曳等. 中国内陆大气颗粒物的搬运沉积及所反映的气候变化. 中国科学(B), 1994, 24(11):1206～1215.
38 叶玮等. 新疆伊犁地区黄土的粒度特征与物质来源. 干旱区地理,1998,21(4):1～8.
39 Pye, K. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press, 1987.

第八章　黄土沉积中的环境记录

大量研究成果已证明，黄土与深海沉积和冰芯一样，记录着丰富的古环境信息。随着科学技术的发展，对于古环境信息的提取，方法已日趋完善，从而产生了许多古气候代用指标。在海洋沉积和冰芯研究中，氧同位素含量($\delta^{18}O$)及其比值($\delta^{18}O/\delta^{16}O$)常被广泛用作气候代用指标。在黄土-古土壤序列研究中，目前为大多数人公认的较为理想的指标有3种，即磁化率、粒度和碳酸盐含量，为此本人在研究中也选用了上述3种指标以期获得较为丰富的末次冰期以来伊犁地区环境变化的信息。

第一节　磁化率

近20年来黄土高原黄土与古土壤序列磁化率的研究表明，黄土的磁化率可作为东亚季风气候变化的一个敏感的替代性指标。其原理基于黄土具有低值磁化率与冰期对应，而发育最好的古土壤则具有最高的磁化率与间冰期对应。然而关于磁化率的物理意义尚存在着争论。

黄土与古土壤的磁化率可视为它们在弱磁场中被感应的磁性量值，它反映了样品中磁性矿物的浓度和粒度[1]。已有的研究证明，非常细小的(1 μm)磁铁矿和磁赤铁矿对磁化率有着主要贡献。而黄土中这些细小的磁性矿物的来源可以是多方面的，大致可概括为原生和次生两种。原生即源自粉尘源区，火山尘埃、大气气溶胶、宇宙物质等，换言之这些磁性物质是粉尘的组成部分。而所谓次生即细小的磁性矿物由风化成壤作用形成。正因为对细小磁性矿物的形成机理看法的差异，导致了磁化率物理意义的不同认识。Heller和刘东生等认为，古土壤磁化率呈高值是因为风化成壤过程中，碳酸盐的淋失和空隙的减小而造成磁性矿物相对富集[2~4]。Kukla则强调物源的作用。他认为，在干冷时期，黄土以近源物质为主，所以磁化率低，相反暖湿期远源的细粒物质堆积成为主导，而这些细粒物质可能含火山灰和宇宙尘等高磁化率的物质[5]；后来Kukla和安芷生等的研究进一步证明是沉积作用而不是成壤作用导致土壤的高磁化率特征。由于磁性物质是粉尘的组成部分，因此无论是在黄土堆积的寒冷期，还是古土壤形成发育的暖期，由风力搬运输入的磁性物质的通量是恒定的。黄土-古土壤序列中磁化率值的变化主要反映来自源区粉尘堆积速率的变化。高磁化率值记录的是较强的成壤作用和较低的粉尘堆积速率，指示了较强的夏季风状况；而低磁化率则主要记录了较快的粉尘堆积速率，指示较强的冬季风效应[6~8]。因此磁化率可较好地反映东亚季风的变化，从而将黄土－古土壤磁化率的变化与全球气候变化联系在一起。Kukla的磁化率年龄模型就是在此理论基础上建立起来的。但另外一种观点则认为，磁化率的沉积机理具有不确定性，磁化率变化的主要原因是成土过程中形成了细粒磁性矿物。如Maher和Thompson就认为Kukla的假设并不

确定，成土过程中新生成的磁性矿物才是造成磁化率变化的重要原因[9~13]。还有人认为，沉积富集和成土作用兼而有之，但在二者中，后者对磁化率的变化具更重要的影响。如刘秀铭、韩家懋等的研究指出，古土壤磁化率高的原因部分是磁性矿物的富集，而更主要的是成土过程中细颗粒强磁性矿物的生成，μm 至 nm 级黄土物质磁化率的大小不仅与粒度组成有关，同时还和成壤过程密切相关[11~18]。近年来，有人进一步为成壤作用导致磁性矿物的生成寻找到了依据，认为古土壤中存在较多的超磁细菌，组成超磁细菌磁小体的大量形成是导致磁化率增高的原因[19]。

为对磁化率的物理意义有更深入的了解，吕厚远等对包括新疆在内的全国 166 个现代表层土壤样品的磁化率进行了分析，发现黄土高原及周边地区的土壤磁化率随年均温和年降水的变化而变化，表现为湿度愈高，降水愈多，磁化率值愈高。而我国长江以南广大地区的土壤磁化率是随年均温、年均降水的增高而降低，新疆及周边地区表层土壤磁化率与温度降水的关系比较复杂[20]。从而进一步证明磁化率在特定的区域范围内，可代表气候随时间变化的总体特征。韩家懋等对采自吉县、西锋和西宁的 S_1 和 L_2 的代表性样品进行了粒度分离，并测量了不同粒级的磁性参数，其结果表明，古土壤的磁性增强，与各个不同粒级中磁性矿物的增加有关，古土壤形成过程中产生的超顺磁颗粒对磁性增强的贡献似乎没有有些文献中所预测的那么重要。黄土的磁性矿物粒度表明，原始粉尘中的磁性矿物以大于 1 μm 的粗颗粒为主(超过 90%)，声称很难想象，暖期的粉尘中含有大量细颗粒的磁性矿物而使土壤磁性增强，并认为古土壤磁性的增强与风化成土过程中铁矿物的演化有关[21]。然而，不论磁化率值指示的是堆积速度，还是成壤作用强度都具有相同的气候意义，因此被广泛接受用来作为黄土高原地区夏季风强度变化的代用指标。当夏季风偏强，夏季湿度偏高时，降水较多，源区和沉积区植被密度较大，土壤和粉尘中含有高浓度细粒磁性矿物，故磁化率较高，反之，降水少，源区植被稀少，粗粒粉尘快速堆积，故磁化率低。但也有人认为，土壤磁化率作为一种气候指标具有局限性[22]。最近又有人提出新的见解，他们发现植物中有磁性矿物存在，被焚烧后的植物灰烬具有高磁化率，而在中国河西走廊的大气粉尘沉积中，植物碎屑的增加与粉尘磁化率的增高相一致，因此认为植物的腐败对古土壤磁化率增加将有重要贡献[23]。B. Maher 极力反对，指出在植物被焚烧或过氧化处理之前，植物中并未测出含有磁性物质，被焚烧后，呈现高磁化率恰恰说明是焚烧过程导致了磁性矿物的合成，即焚烧过程使非磁性或弱磁性铁矿物转变成强磁性矿物，他仍然坚持成壤作用对磁化率的贡献[24~25]。

对于新疆黄土与古土壤磁化率的研究到目前为止，几乎为空白。为了解新疆伊犁地区黄土与古土壤磁化率特征，我们分别对多个剖面近千块样品进行了野外和室内磁化率测量，事实证明，伊犁地区黄土、古土壤磁化率特征与黄土高原存在差别。

现代土壤和其下黄土母质的磁化率测量表明，就整体而言，伊犁现代土壤磁化率的高低与区域环境有关，即草原、森林草原带土壤磁化率高于荒漠草原。然而与黄土高原相比，黄土磁化率普遍较高，这在古地磁样品剩余磁化率的测量中也有明显反映。该结果似乎与 Kukla 所提出的当黄土以近源粗粒物质为主时，其磁化率低，而以远源细粒物质沉积为主导时，表现为高磁化率的假说不谋而合。伊犁地区不同黄土剖面的磁化率测量也显示，不同地区、不同时段，黄土的磁化率特征不尽相同。下面将以位于不同自然带的两

个典型黄土剖面为例来讨论伊犁地区黄土与古土壤的磁化率特征。

(1) 库尔德能布拉克剖面　如前章所述，库尔得能布拉克剖面位于干草原地带，出露厚度 17.0 m。该区域地带性土壤为栗钙土，植被为干草原。对伊犁地区库尔德能布拉克剖面黄土与古土壤磁化率测量结果显示，在该剖面上，特别是剖面下部黄土与古土壤磁化率具有明显差别。我们按 20 cm 间隔对该剖面进行了磁化率测量，其结果如图 8-1 所示。根据磁化率的变化特征，可将该剖面分为上下两个时段。

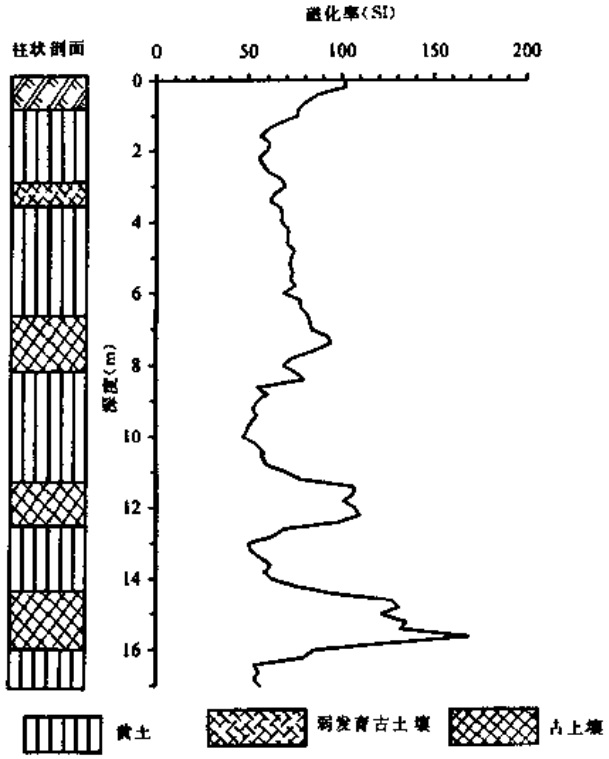


图 8-1　新疆伊犁地区库尔得能布拉克黄土剖面磁化率曲线

上段由一层较粗的黄土和地表土壤层组成，黄土磁化率 60～80(SI)，地表土壤磁化率 85～110。就磁化率曲线的变率而言，该段显示出较稳定之特征，即上下磁化率变化不大。但上下部相比，仍存在由下部至上部磁化率值变小之趋势。黄土层中部还存在一个磁化率小峰对应与弱发育古土壤层。

下段由三层古土壤和三层黄土组成，最上部为一层古土壤，最下部为一层黄土。大体与黄土高原 S_1 及其以下的离石黄土上部相当。剖面下半部古土壤磁化率明显高于黄土，形成土壤磁化率为峰、黄土为谷，峰谷相间之势。而且黄土磁化率与风成粉尘的本底值接近。该段由下而上黄土磁化率由低到高，而古土壤磁化率却由高变低(图 8-1)。剖面最下部古土壤的磁化率可达黄土磁化率的两倍多。与磁化率值由高到低的变化相对应，在剖面上可见到古土壤发育程度由下而上逐渐减弱。剖面最下部的古土壤层为一层复合古土壤，分为上下两部分，对应于磁化率曲线上的两个峰。上半部，土壤发育程度差，磁化率较下部古土壤为低，在结构上与上覆黄土和下伏古土壤层呈逐渐过渡状。下半部的土壤层发育程度较高，层次分明，又可分为三层。表层，色深，且具有较好的团粒结构，疏松；中层色偏红，粘重，紧实，为淀积层，对应该层磁化率出现最高值；最下一层色偏灰，含有较多的假菌丝体，相当于中间淀积层，该层磁化率偏低。由此可见，磁化率值与成壤作用程度的高低有关，成壤作用愈强，磁化率愈高，而且，古土壤粘粒淀积层磁化率高于其他层。相反，自剖面最下一层古土壤向上，古土壤发育程度逐渐减弱，磁化率逐渐变小，至该段最上一层古土壤，磁化率减少约 40%。剖面上下段相比，下段古土壤与黄土的磁化率差异远远大于上段。反映剖面下段黄土与古土壤形成环境差别较大。库尔德能布拉克剖面土段黄土磁化率增高，可能反映该段黄土形成环境的变化。孙东怀等对黄土高原黄土磁化率的研究揭示，在黄土高原东南部马兰黄土磁化率也有增高的趋势[26]。就剖面本身而言，黄上与古土壤磁化率的变化可能与碳酸盐含量密切相关

（详见下节）。

另一方面，从库尔德能布拉克剖面黄土层与古土壤磁化率的交替变化中不难发现，由黄土至古土壤，磁化率值多发生突变，而从黄土向古土壤为逐渐过渡。在野外观察到类似的结构特征，古土壤向黄土的变化多为渐变，黄土至古土壤则为突变。这与黄土高原黄土与磁化率的变化特征极为类似。在整个剖面中，古土壤磁化率为峰，黄土为谷，整条曲线能较好地反映气候变化的主要特征，也就是说，在新疆伊犁地区库尔得能布拉克剖面黄土记录中，磁化率可用来作为一种古气候代用指标。但和黄土高原不同的是，该处磁化率的变化并不指示夏季风强度的变化，仅仅反映该区域粉尘加积与成壤作用交替，是否代表西风强度的变化，有待进一步深入研究。

（2）*则克台剖面*　则克台黄土剖面位于荒漠草原带，该区域地带性土壤为灰钙土，年降水量和植被覆盖度都较库尔德能布拉克剖面所在地带为低。该剖面出露厚度 21.5 m，除表层土壤层外，仅在剖面下部有一层肉眼清晰可辨、颜色和质地与黄土明显不同的古土壤。剖面的这种宏观特征在磁化率曲线中也基本能反映出来，但与库尔德能布拉克剖面相比，则克台剖面磁化率的变化较为复杂（图 8-2）。就整体而言，则克台剖面黄土层磁化率值偏高，末次冰期弱成壤层磁化率偏低。剖面最下层古土壤磁化率高值出现在该层的偏下位置，表层磁化率为低值。磁化率的变化与碳酸盐含量负相关。显然，如果说磁化率和碳酸盐含量可作为湿度变化的代用指标的话，那么则克台剖面黄土记录所反映的末次冰期以来的湿度变化则与东部季风区相反，寒冷的冰段，西风风力增强，黄土沉积中粉沙含量增加，磁化率为高值，碳酸盐含量相对较低，指示相对高的湿度；温暖的间冰段，西风风力减弱，弱成壤作用占优势，碳酸盐积累作用增强，磁化率为低值（相对于冰段），指示湿度降低。然而，从整个区域来看，末次冰期地处西风区的伊犁盆地和新疆其他地区一样，气候是干旱的。由于寒冷的冰段蒸发量小，碳酸盐积累作用弱，所以相对于温暖期湿度偏高，推测磁化率值主要是源区碎屑中磁性矿物含量多少的反映。而温暖的间冰段蒸发力增加，干湿季节变化明显，次生碳酸盐化作用增强，碳酸盐的稀释作用导致了磁化率出现低值。

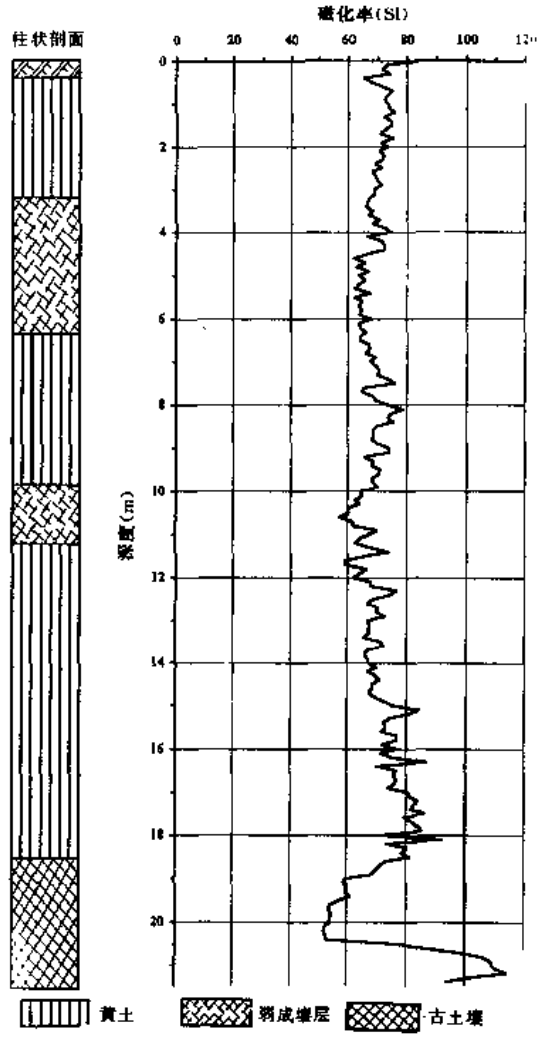


图 8-2　新疆伊犁则克台黄土剖面磁化率曲线

综上所述，伊犁黄土磁化率与碳酸盐含量具良好的负相关性，不论是中更新世离石黄

土上部还是马兰黄土，但马兰黄土磁化率高于离石黄土。则克台剖面中古地磁测量也表明，该区马兰黄土磁化率高于黄土高原。如果用磁化率作为成壤作用强弱的标志，那么黄土高原黄土磁化率理应高于伊犁，特别是在黄土高原中部和东南部。事实上，伊犁地区马兰黄土磁化率却高于弱成壤层。因此可能存在着有待进一步研究的磁化率形成机制。另一方面，是否说明干旱的内陆地区晚更新世冰段与间冰段气候的差别小于东部季风区，也就是说，季风区受冬季风控制的寒冷阶段与夏季风盛行的温暖阶段的气候差异远远大于西风区，特别是降水，就像现代西风区与季风区的差异一样，西风区降水的季节分布比较均匀，而季风区降水主要集中在夏季。离石黄土与古土壤磁化率的明显差别及古土壤发育期具较丰富降水的事实表明，磁化率对气候在干旱区也具指示意义，但有局限性。在假设成壤作用对磁化率贡献的前提下，结合吕厚远等关于现代土壤磁化率随气候变化存在一临界范围和新疆及周边地区土壤磁化率与气候关系复杂的结论分析推断，磁化率变化可能存在气候下限。当温湿指标，特别是湿度低于某一值时，成壤作用对磁化率的贡献很小，磁化率值的相对高低和碳酸盐化作用有关，次生碳酸盐化作用强，磁化率值相对降低，这可能就是荒漠草原地区黄土磁化率高于弱成壤层的主要原因。而在降水较为丰富的干草原和草原地带，由于成壤作用对磁化率的贡献，黄土与古土壤磁化率的变化与东部季风区类似，黄土磁化率为低值，古土壤为高值。关于末次冰期黄土磁化率值高于东部季风区，还可能与粉尘物质来源有关。无疑磁化率对大尺度的气候波动（如冰期、间冰期）有较好的指示作用，但对较小尺度的气候变化的反映则不甚理想。事实上，黄土高原黄土剖面磁化率曲线的对比研究也揭示出，虽然不同黄土剖面在总体特征方面可作较好的对比，但细节和较小的气候波动对比并不理想[27]。B. A. Maher 最近对黄土、古土壤和现代土壤磁化率的进一步研究揭示，风化作用可形成碎屑磁性矿物，特别是在土壤的细粉砂粒级中。极端干旱、湿润和酸性土壤的成土作用不能形成对磁化率具有重要贡献的磁性矿物，而排水能力强、干湿交替且具有较高的缓冲能力和丰富铁源的土壤则显示了较高的磁化率[28]。令人深思的是在则克台剖面中虽无较强的规律可循，但总体黄土磁化率却较古土壤为高。如 E2 阶段磁化率明显高于 E1，与之对应碳酸盐含量也 E1 高于 E2 段。目前世界上，多数地区磁化率的研究证明黄土较古土壤磁化率为低，仅美国阿拉斯加和阿根廷的黄土磁化率高于古土壤。有人认为这是因为阿拉斯加黄土为近源沉积，黄土中含有较多的粗颗粒磁性矿物[29]。另外，Alaska 为板块接触带，属优地槽，其周围岩石为含有铁镁高的超基性岩，超基性岩受风化愈强烈，磁性愈弱，故磁化率低。而中国黄土物质主要来源于稳定的地台区，中酸性岩为主，受风化愈强，磁性愈强，故古土壤磁化率高于黄土。然而最近有关西伯利亚黄土的研究又显示，西伯利亚黄土磁化率高于古土壤，在氧同位素 2 和 4 阶段，磁性碎屑含量为 0.2%，而在 1、3 和 5 阶段下降为 0.05%[30]。因此对新疆黄土与古土壤磁化率的深入研究无疑将有助于对磁化率古气候含义的进一步理解。

第二节　粒度

已有的研究成果证明，黄土的粒度组成、分布、参数等特征不仅为黄土的成因提供科学依据，同时粒度还是一种重要的古气候代用指标。因而黄土粒度特征的研究是重建古

环境的不可缺少的方法之一。由于黄土的搬运动力为风，黄土的主要组成为风悬浮物，而粉尘颗粒的搬运与沉积取决于其在风中的平衡状态。如果颗粒的沉降速度超过风速的垂直分量，颗粒就会发生沉降；反之，如果风速的垂直分量超过沉降速度，颗粒就处于悬浮状态而保留在空气中[31]。颗粒的沉降速度与其质量和形状有关，由于大气粉尘主要由石英组成，石英的比重是恒定的，因而推得，粉尘粒径愈大，质量愈大，那么要使其保留悬浮状态所需的垂直分量就愈大，也就是说，风速愈大，所能携带的粉尘愈粗。粉尘粒径与风动力的关系为用黄土粒度作为古气候代用指标奠定了理论基础，这意味着黄土粒度粗细的变化能较好地反映风力强度的变化。在黄土高原黄土与环境的研究中，剖面土粒度变化被作为冬季风变化的指标之一，并将之与全球冰量的变化联系在一起。第四纪冰期，全球高纬地区因太阳辐射的减少而使冰覆盖面积增大，冰量的增加又导致北方冷空气的频繁南侵，致使蒙古西伯利亚高压加强并南移，偏北风加强，大风频率增多，大气携带能力随之增强，因而黄土高原冰期沉积的粉尘物质较粗，黄土沉积速率加快。相反，间冰期，黄土沉积以细粒物质为主。因此粒度的粗细变化，特别是粗颗粒物质含量的变化对冬季风的变化有较好的指示意义。基于此，建立在一定时标框架之上的粒度曲线就可与全球冰量变化曲线进行对比。另一方面，相对于冰期，间冰期夏季风强盛，气候温暖湿润，十分有利于风化成壤作用的发生与发展，其结果必然是细颗粒增加，所以细颗粒的含量或细颗粒与粗颗粒的含量之比则可用来作为暖湿气候的代用指标。刘东生等在研究洛川黄土剖面时，使用了粗粉砂(0.05～0.01 mm)和粘粒(<0.005 mm)的比值，旨在反映风尘堆积物中基本粒组与夹持粒组的比例关系，以期望了解黄土物质来源区和黄土堆积期的生物气候状况[32]；丁仲礼在调制宝鸡剖面时间标尺时，则使用了<2 μm 和>10 μm 粒组的比值曲线作为古气候代用曲线，从中成功地提取出了冰量周期变化的信息[33]；鹿化煜通过洛川剖面 S_2 以上黄土地层粒度样品的分析，认为>30 μm 和<8 μm 为两条重要的粒度分界线，>30 μm 粒级含量可作为冬季风强度的指标，它的多少指示了冬季风强弱变化，和冬季风强度正相关，而 2～8 μm 含量则和冬季风强度负相关[34]。风尘沉积的粒度变化在海洋沉积研究中也被用作古气候代用指标。Rea，D. 等对太平洋沉积中的风尘的研究揭示，源自2 000 km 以外风积物的粒度变化能反映风力强度的变化。不同海域长期粒度记录的谱分析显示，粒度的变化包含着地球轨道周期变化的信息，并且和太阳辐射的变化、冰量变化有关。同时他们还发现，大洋中间冰期风尘堆积速率快，而冰期粉尘颗粒较粗[35～37]。大西洋粉尘研究也有类似的结果。Parkin 和 Shackleton 研究了紧靠佛得角群岛北部钻孔岩心中的有孔虫同位素和粉尘含量后发现，氧同位素资料所指示的冰量增加时期粉尘粒度变粗，并认为这可能是极地与赤道之间温度梯度增大所致[38]。南、北极冰芯中保存的第四纪粉尘沉积记录也被用作粉尘源区环境变化的指示。不言而喻，粒度作为一种代用指标在不同沉积序列中的应用都证明，它是一种较磁化率具有更高灵敏度的气候代用指标。

一、中值与平均值

以 10 cm 为间隔，我们对则克台剖面 215 块样品进行了粒度分析。根据剖面绝对测年资料，黄土与古土壤为末次间冰期以来的沉积。从分析结果来看，样品粒度中值主要位

于 11～19 μm 这一范围中，不同层段粒度中值也不相同，在剖面中由下而上中值呈明显的波动。最大值出现在剖面偏上部黄土中(1.2 m 处)，为 19.12 μm。最小值出现在剖面下部的古土壤层中，其值为 10.05 μm。平均值的变化与中值一致(图 8-3)。按照中值的变化，该剖面厚 21.4 m 的沉积可分为七层，分别对应于四层古土壤与弱成壤层(或弱发育古土壤层)和三层黄土层。黄土层，中值大，弱发育古土壤与古土壤层中值小。最上部的土壤层，中值平均值为 14.12 μm，表层仅为 11.60 μm，较土壤层平均值偏细。最下部的古土壤层较上部的现代土壤层为细，中值平均值 13.12 μm，又可分为上下两段，上段相对于该段平均值偏细，而下段相对与平均值偏粗。位于现代土壤与古土壤层之间的三层黄土层，其中值平均由上而下分别为 17.10 μm、16.31 μm 和 16.91 μm，即上下两层粗，中间稍细。黄土层之间的两个弱成壤层，其中值平均值分别为 14.91 μm 和 14.96 μm，显然这两个层虽然成壤作用不及剖面顶、底部的土壤层和古土壤层，但其中值明显较黄土为细。除上述大的波动外，还存在着次一级波动，即各黄土、古土壤和弱成壤层又可根据其粒径粗细变化做进一步划分。

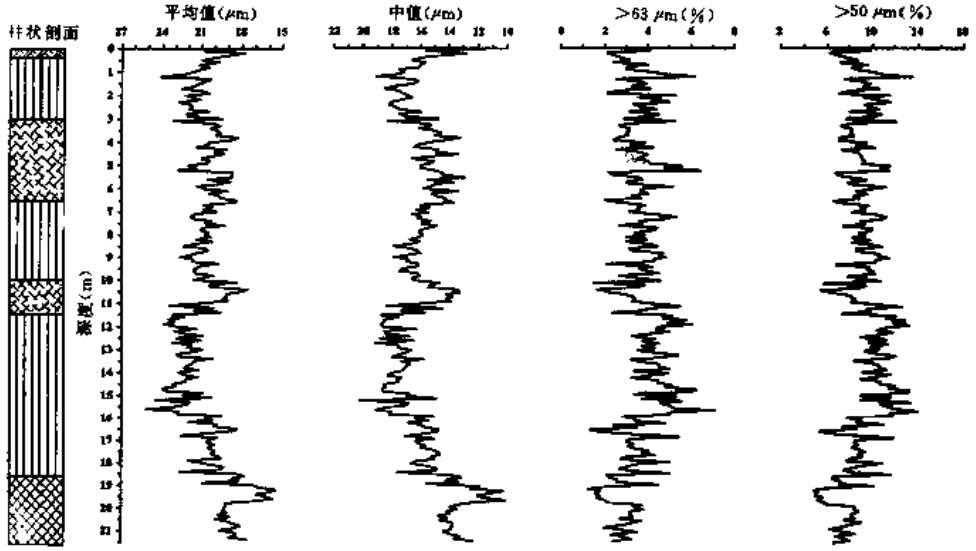


图 8-3　新疆伊犁则克台黄土剖面粒度中值、平均值及砂含量随深度变化

二、砂

由图 8-3 可知，不论是以 63 μm 为界，还是以 50 μm 为界，砂含量在剖面上都波动频繁，虽然规律性不及中值和平均值，但很明显，下半部规律较上半部为好。而砂的含量也随沉积层不同而变化，如最上部的黄土沉积层，粒度组成中大于 63 μm 最高含量可达 6.17%，平均含量为 3.82%。另外两层黄土层，大于 63 μm 平均含量分别为 3.9% 和 4.24%。可见黄土粒度组成中砂平均含量在剖面中有自上而下增加的趋势。而表层土壤和最下部的古土壤层，大于 63 μm 平均含量分为 2.83% 和 2.74%，两层弱成壤层大于 63 μm 含量平均分为 3.26% 和 3.3%。由此可见，古土壤与黄土层砂含量存在着一定差异，古土壤与弱成壤层砂含量也不相同。由黄土至弱成壤层至古土壤砂含量依次降低。

三、粉砂

与粒度中值粒径变化类似，粉砂含量在剖面上也有规律地波动着，按照粉砂含量的变化，同样可将则克台剖面分为7个不同段(图8-4)。顶、底部为土壤层，其间上、中、下三个黄土沉积层之间为两个弱成壤层，其结果与平均值完全相同。在黄土堆积期，粉砂(63～4 μm)含量虽有波动，但大多数样品含量都大于78%，最高达84.26%，由上而下黄土层粉砂平均含量分别为80.2%、78.35%和78.29%，即由下而上粉砂含量略有增多。而古土壤和弱成壤层，粉砂含量多小于78%，最低为71.7%，表土与最下部古土壤层粉砂平均含量分别为78.54%和75.7%，而两个弱成壤层分别为77.25%和77.64%。事实上，与平均值曲线所显示的变化类同，根据粉砂含量的不同，对黄土及古土壤层也可进行细分，如弱成壤层之一又可细分为两层，中间夹有一层厚约40 cm的黄土。显而易见，粉砂含量的变化与平均粒径的波动相吻合，粉砂含量增高，平均粒径变粗，反之，平均粒径变细。50～5 μm含量也有类似的规律，即不论黄土层还是土壤层，由下而上粉砂含量都呈增加趋势。

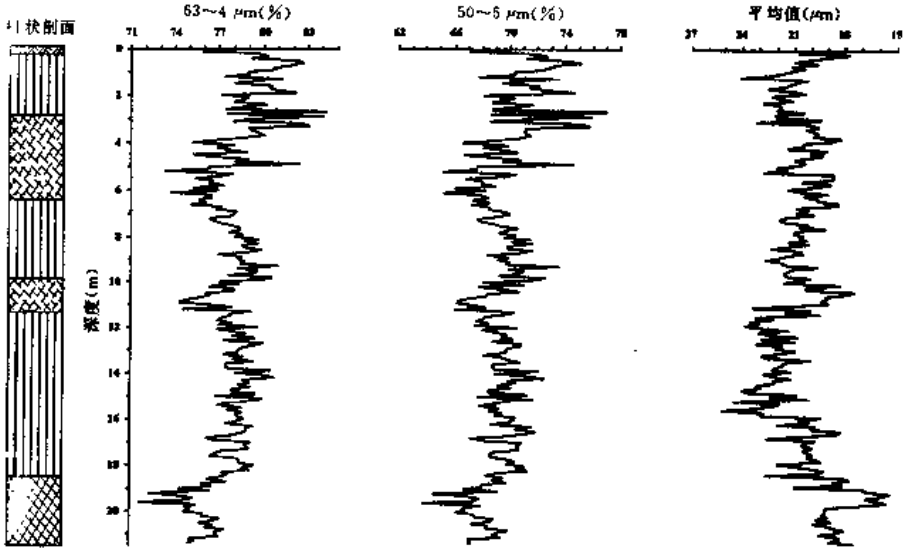


图8-4　新疆伊犁则克台黄土剖面粉砂含量及粒度平均值随深度变化曲线对比

四、粘土

对于粘粒的定义，各家出发点不同，其值也不相同。为避免片面性，本文对<5 μm、<4 μm和<2 μm、<1 μm分别作图进行分析。如图8-5所示，尽管界限不同，但曲线的波动趋势十分雷同，只是所反映的细节略有不同。如小于1 μm曲线不但显示了在黄土与古土壤形成段频繁的气候波动，而且使某些气候信号得以放大。如剖面深16～17 m间的一个小的气候波动，在其他粒度曲线上虽都有显示，但在小于1 μm含量曲线上却十分明显。以4 μm为界，该剖面黄土粘粒含量多小于20%，最低仅11.73%。各黄土层粘粒平均含量分别为16.0%、17.75%和17.48%；而弱成壤层与古土壤多大于20%，最高可达26.21%，约为黄土最低含量2.3倍。弱成壤层平均含量分别为18.76%和20.07%，

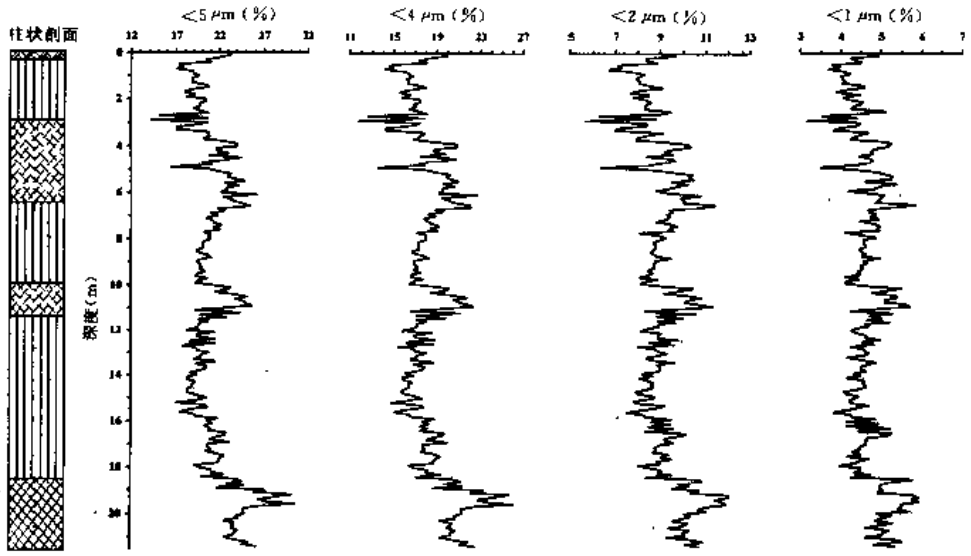


图 8-5　新疆伊犁则克台黄土剖面粘粒含量随深度变化

表层土壤和最下部古土壤层分别为 18.63%和 21.56%。可见，由古土壤-弱成壤层-黄土，粘粒含量不断减少。

五、其他

为进一步比较不同粒级范围变化细节，分别用>30 μm、63～30 μm、50～10 μm、10～～5 μm、<30 μm、<20 μm、<15 μm、<10 μm、15～2 μm、15～1 μm、<2/>10 μm、50～10 /<5 μm(Kd)为横坐标作图，发现除一些细节差异外，所反映的总趋势与前述各图具

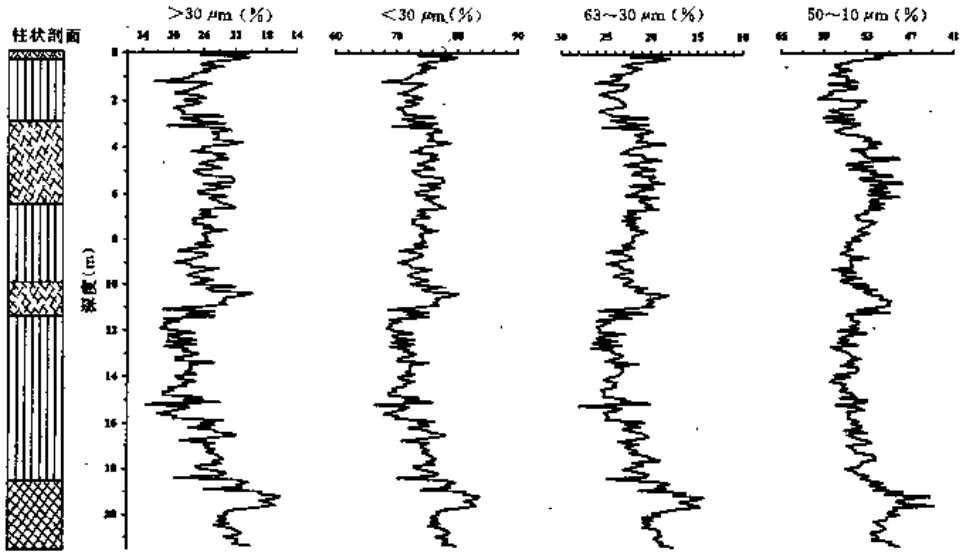


图 8-6　新疆伊犁则克台黄土剖面>30 μm、<30 μm 粒组及粗粉砂含量随深度变化

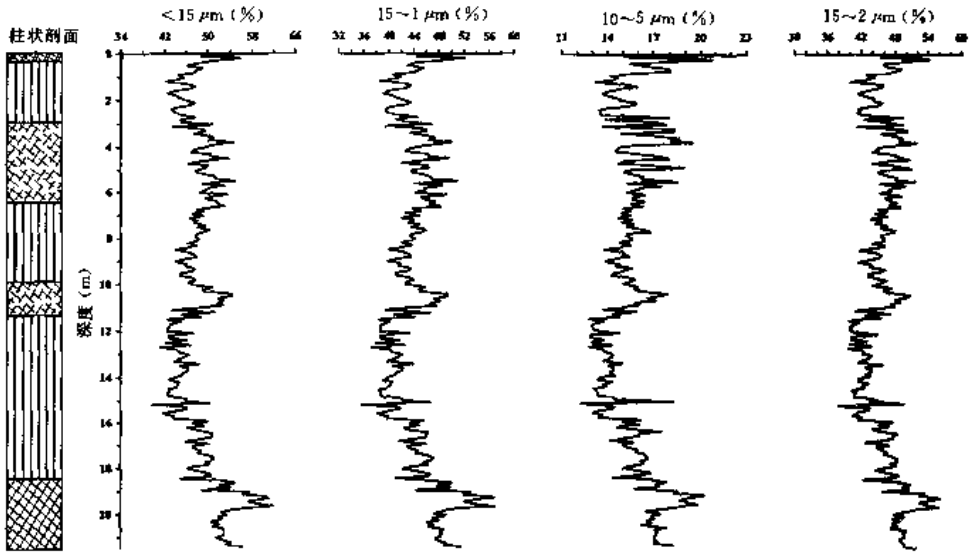


图 8-7　新疆伊犁则克台黄土剖面<15 μm 粒组及细粉砂含量随深度变化

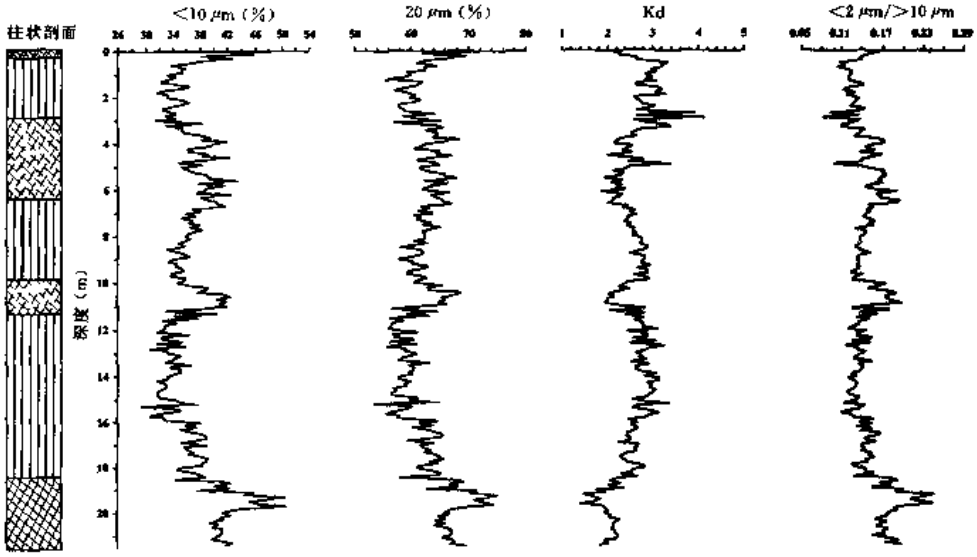


图 8-8　新疆伊犁则克台黄土剖面<10 μm、<20 μm、Kd 及<2/<10 μm 比值随深度变化

有高度一致性，它们都能将则克台剖面 7 分（图 8-6～图 8-8）。由此可见，与磁化率不同，粒度曲线能更为敏感地反映干旱区沉积环境的变化和古气候波动，其各个细节不仅能与东部季风区具较高分辨率的黄土剖面进行对比，而且也能与深海氧同位素曲线以及极地冰芯古气候记录作较详尽的对比，是研究干旱区黄土记录较为理想的代用指标。

第三节　碳酸盐

一、碳酸盐的淀积方式

富含碳酸盐是风成黄土的显著特征之一（但也有例外，如欧洲黄土常常贫碳酸盐）。

而粉尘的"黄土化"过程就可广义地称之为次生碳酸盐化过程。碳酸盐的存在一方面使黄土具有特殊的结构和物理化学性质，另一方面其含量变化可反映黄土形成过程中古气候的特征[39]。黄土中碳酸盐的存在形式，根据成因可分为原生碳酸盐和次生碳酸盐两大类。所谓原生碳酸盐指被风从源区携带来的、以碎屑状态保存于黄土中的碳酸盐矿物；而次生碳酸盐指黄土物质堆积后，在黄土化过程中生成的碳酸盐。它包括由大气降水、地下水和生物活动带入黄土中的碳酸盐，但这一部分所占比例很小，其主要部分为各类碎屑矿物风化过程中释放出的 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 CO_3^{2-} 离子相结合形成的碳酸盐。次生碳酸盐又因淀积方式的不同而被分为两类，一类是钙质结核，另一类是碳酸盐胶膜，它是古土壤和黄土孔隙、裂隙中的白色丝状、粉末状、皮壳状等钙膜的总称[40]。次生碳酸盐的不同淀积方式往往是区域气候、环境的反映，钙结核与其他形式碳酸盐淀积形式具不同的形成环境。恩格尔哈特认为，钙结核的形成具有如下两种情况：一是由沉积物中物理化学条件的不均匀性所致，即是在某些点上发生了局部的化学反映，导致了碳酸盐的淀积；另一种是孔隙溶液对某一种相呈弱饱和，在适合的核心处集中沉淀而形成结核[41]。有关研究表明，$CaCO_3$ 的聚积除与它在下渗水中的饱和度有关外，也与水的 pH 有关，最有利于 $CaCO_3$ 聚积的是 pH>7 的碱性环境。而土壤溶液的酸碱性在相同母质条件下则与降水量密切相关。因此在降水量较大的地区，地层中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 与 CO_3^{2-} 在向下淋溶过程中，遇到适宜环境便形成结核，所以次生碳酸盐的淀积形式以结核为主。而在干旱与半干旱气候条件下，次生碳酸盐的淀积形式则为丝状、斑状、皮壳状等。主要因为不能充分淋溶并集中聚积成层，在黄土高原，一般而言黄土地层中碳酸盐的存在形式主要有薄膜、斑点、假菌丝，而古土壤中 $CaCO_3$ 的淀积形式主要为结核、结核层和钙板层[42]。但不同环境下，其形式有别。如表 8-1 所示，在降水大于 500 mm 的黄土高原东南部，古土壤中 $CaCO_3$ 淀积形式以结核占优势；而降水小于 400 mm 的高原西北部，古土壤中 $CaCO_3$ 主要以薄膜、斑点、菌丝体等形式出现，介于其间的降水 400～500 mm 地区，两种形式兼而有之。因此结核形成的年降水界限位于 450 mm 左右。

表 8-1 黄土高原不同地区古土壤中碳酸钙的存在形式*

地　区	年平均温度 (℃)	年平均降水 (mm)	$CaCO_3$ 存在形式
西安、宝鸡、洛川、平凉、庆阳、延安	13.3～8.5	701～572	结核、结核层占优势，且个体大，薄膜、斑点少
显县、陇西、离石、靖边	8.5～7.6	475～423	结核、结核层为主，含有一定量薄膜、斑点
西宁、兰州、永登、皋兰、靖远	8.9～5.5	371～250	薄膜、斑点、假菌丝体，无结核

* 引自参考文献[42]

黄土高原有关钙质结核的深入研究显示，不同时代的黄土中，钙结核的分布和产状有一定差异，马兰黄土中，钙结核小，多零星分布于黄土中；离石黄土上部钙质结核一般较小，成形显著，形状多种多样，稀疏分布，结核与黄土界限清楚；离石黄土下部，结核有所增大；午城黄土中钙质结核个大，成形差，多呈块状，结核与黄土间界限不清。但马兰黄土以下不论时代新老，结核都相连成层，有规律地出现在古土壤层或风化层之下[10]。

新疆伊犁地区黄土与古土壤层中碳酸盐的淀积形式也随自然条件的变化而变化。在降水量高达 515 mm 的昭苏盆地，黄土剖面中碳酸盐的淀积方式以结核为主，其直径多为

1～3 cm，少数可达 10 cm，形状不规则，且坚硬。在降水 400～500 mm 的巩乃斯谷地东部和特克斯谷地，黄土中既有钙结核，也有斑状、菌丝状等其他淀积形式。在地处干草原地带的库尔德能布拉克黄土剖面中，晚更新世以前的黄土层多为上覆古土壤层的淀积层，但碳酸钙的淀积形式以菌丝体和钙胶结团块为主，而未形成钙结核层。在则克台地区末次间冰期以来的黄土与古土壤沉积中，有零星的钙结核分布，虽不似黄土高原那样形成了结核层，也多未成为主要的碳酸盐淀积形式，但却表明该段土体化学环境具有不均匀性。从结核出现的特征看，伊犁黄土和马兰黄土十分相近，因为即使在剖面中结核较多的昭苏盆地，钙结核也未连接成层，而是散布于黄土中。

二、$CaCO_3$ 含量

除了淀积形式外，$CaCO_3$ 的淀积深度和含量也是区域降水量的度量。赵景波对关中平原黄土中古土壤的淀积深度的研究结果表明，$CaCO_3$ 的淀积深度主要受降水量控制，降水量大，雨水渗入深度大，$CaCO_3$ 的淀积深度也大。相反，降水量小，雨水渗入浅，$CaCO_3$ 的淀积深度小。无论是不同类型的土壤还是同一类型的土壤，只要发育区降水量有明显差别，那么 $CaCO_3$ 淀积深度就有明显不同[43]。黄土与古土壤中 $CaCO_3$ 的含量也是区域环境的反映。通常黄土中 $CaCO_3$ 含量明显高于古土壤，即便是黄土，其 $CaCO_3$ 含量也因物源、气候条件的不同而有差别。在黄土高原，黄土 $CaCO_3$ 含量呈现西北向东南降低的变化趋势[40]，如西北的兰州九洲台其平均值为 19.07%，而东南部的西安平均含量仅为 6.85%。与黄土高原相比，地处内陆干旱区的新疆，黄土中 $CaCO_3$ 含量则高得多。正因为不论是 $CaCO_3$ 含量，还是其淀积深度与淀积形式都对气候有一定的指示作用，尽管也有人提出异议认为黄土地层中的碳酸盐含量与古气候关系极其复杂[44]，但 $CaCO_3$ 含量在剖面上的波动反映气候的干湿变化这一初步结论已为广泛接受，并将之作为古气候代用指标之一[45~46]。在黄土高原 $CaCO_3$ 含量通常被作为东亚夏季风变化的一个替代性指标[47]。

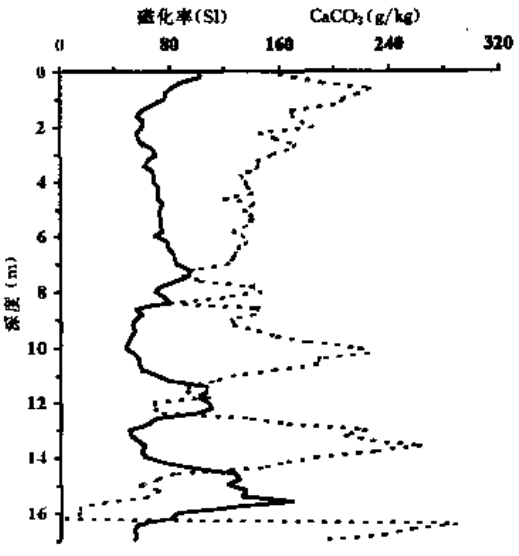


图 8-9 新疆伊犁地区不同黄土剖面碳酸钙含量随深度变化

我们对新疆伊犁地区 430 块黄土与古土壤样品进行 $CaCO_3$ 含量测定(气量法)。很明显，伊犁黄土以具有较高的 $CaCO_3$ 含量为特征，不同区域末次冰期以来黄土 $CaCO_3$ 含量存在差异，其平均值介于 14.9%～19.8% 之间。巩乃斯谷地和昭苏盆地，黄土细，砂含量少，$CaCO_3$ 含量略高于粒度较粗的喀什河谷地。不同区域剖面 $CaCO_3$ 含量的垂向波动也有差别。在昭苏、乌赞剖面，$CaCO_3$ 含量与磁化率的对应关系较差(图 8-9)，而巩乃斯谷地则较好。

三、典型黄土剖面中碳酸钙含量变化特点与磁化率的关系

1. 库尔德能布拉克剖面

如图 8-9 所示，库尔得能布拉克黄土剖面中黄土碳酸钙含量高于古土壤，而且碳酸钙含量与磁化率之间存在一定的相关关系。为叙述方便，剖面由上而下黄土层依次称为第一层黄土（简称黄土 1）、第二层黄土……，古土壤类同。剖面下半部，磁化率曲线与 $CaCO_3$ 含量曲线变化趋势相反，峰、谷相对，吻合得很好，即磁化率高值对应于碳酸钙低值，并对应于古土壤层，而磁化率低值与 $CaCO_3$ 含量高值和黄土层相对应。据相关分析，磁化率与碳酸钙的相关关系式为：

$$Y = -1.704x + 272.14$$

相关系数为 -0.7046。式中 x 为磁化率，Y 为碳酸钙含量。剖面上半部磁化率与碳酸钙的对应关系远不及下半部。将剖面全体样品进行磁化率与碳酸钙含量相关关系分析，相关性明显减弱。进一步分析发现，库尔德能布拉克剖面由下而上随着各古土壤层成壤作用的减弱，土壤的淋溶作用也减弱，表现为古土壤层按时代顺序由老到新碳酸钙含量由少到多，而与磁化率的逐渐减小相一致。如剖面最下部的古土壤层平均磁化率高达 116.1，而碳酸钙含量平均为 6.5%，最少仅为 0.6%。其下的黄土层因钙淀积而坚硬，磁化率与粉尘本底值接近，碳酸钙含量平均为 24.2%，最高达 28.9%。可见在第三层古土壤形成过程中，淋溶作用强烈，土体中的碳酸钙几乎淋失贻尽，其下的黄土层则成为钙淀积层。向上，古土壤层随淋溶作用的减弱，磁化率值减小，并伴随着碳酸钙含量的增加（表 8-2）。与古土壤碳酸钙含量变化趋势相反，由下而上黄土层碳酸钙含量呈减少趋势，由第四层黄土至第一层黄土其平均含量依次为 20.5%、16.3%和 14.9%。与之对应，磁化率值由下部与粉尘本底值相近向上逐渐增加，至剖面上部的第一层黄土其平均值已由 54.8 增加至 66.4。

表 8-2　库尔德能布拉克剖面黄土-古土壤磁化率与碳酸钙含量

沉积类型	$CaCO_3$ (%)	砂 (%)	粉砂 (%)	磁化率 (SI)	沉积类型	$CaCO_3$ (%)	砂 (%)	粉砂 (%)	磁化率 (SI)
黄土 I	I4.9	8.7	68.8	66.4	古土壤(S_0)	I9.4	7.0	66.3	87.3
黄土 2	I6.3	4.6	66.9	55.6	古土壤 1	11.8	6.0	71.3	80.8
黄土 3	20.5	3.8	63.6	59.2	古土壤 2	10.1	5.0	67.8	87.8
黄土 4	24.3	8.4	67.7	54.8	古土壤 3	6.5	4.6	64.2	I16.1

由于该区域黄土层较薄，因而黄土层常常成为上覆古土壤层的淀积层。特别是早期，因为较强烈的淋溶作用，使粘粒也发生向下迁移现象，故而出现了黄土层上部粒度变细现象，也正是淋溶和风化作用的影响，使古土壤向黄土不论是在物理性状还是化学性质都呈逐渐过渡，而由黄土至古土壤为突变。特别是在淋溶作用较强的土壤形成期，淋溶作用使土壤与黄土差别增大，淋溶作用愈强，差别愈大。而由土壤转变为黄土加积，是渐变的。在黄土形成期，淋溶作用弱，所以与黄土高原不同，一般不对下伏古土壤产生大的影响，以致改变古土壤的性状。但晚期情况则不同，剖面最上部现代土壤形成时的淋溶作用，虽对

其下黄土有影响，但淀积层主要位于土壤层下部，而早期，古土壤中都无淀积层，淀积层位于黄土层中。从传统的土壤学观点出发，以黄土为母质发育的土壤，黄土可作为土壤的母质层而划归土壤的一部分。显然，将此划分方法用于黄土-古土壤序列研究，将使问题变得十分复杂。最近赵景波根据对黄土高原古土壤和现代土壤的研究结果提出，碳酸钙的淀积可分为连续和不连续淀积两种。所谓连续淀积指的是可迁移成分紧接在古土壤粘化层之下的淀积，对不具粘化层的草原土壤来说，连续淀积指可迁移组分紧接在有机质层下部的淀积，这种淀积层是土壤剖面的组成部分之一，它表征古土壤发育时降水较少，没有达到使碳酸钙淋失的条件。连续的碳酸钙淀积层是碱性土壤的重要特征。不连续的淀积层是指没有紧接在粘化层底部的淀积层，即在粘化层和淀积层之间有一定厚度的风化母质层相隔，淀积层已进入深部的风化淋滤带。虽然不连续碳酸钙淀积层也是古土壤发育时形成的，但它也不能划归古土壤层[48]。按照上述理论，伊犁库尔得能布拉克黄土剖面中下部两层古土壤应划归不连续碳酸钙淀积型，其他为连续淀积型。由于未进行深入细致的研究工作，论述中将不做这种划分。

如所周知，影响黄土中碳酸钙含量的因素很多，因此碳酸钙含量的变化可能是多解的，但目前大家公认的影响碳酸钙含量的因素主要有成壤作用、沉积物结构和矿物存在形式。沉积物结构对碳酸钙含量的影响表现为砂与粘土的含量与碳酸钙含量成反比，而粉砂含量与之成正比。另一方面，原生碎屑方解石含量愈高，碳酸钙含量也高[40]。从伊犁黄土剖面碳酸钙含量变化规律来看也有类似的现象。矿物和微结构研究表明，伊犁黄土中含有较多的原生碎屑碳酸盐颗粒，加之气候干旱，其粒度组成中粉砂含量高，因而，碳酸钙含量较黄土高原为高。就库尔德能布拉克剖面而言，机械组成和风化作用对碳酸钙含量的影响在古土壤中表现得较黄土中清晰，黄土受上覆古土壤成壤作用影响较大，粒度组成与碳酸钙含量之间的关系不及古土壤明显。

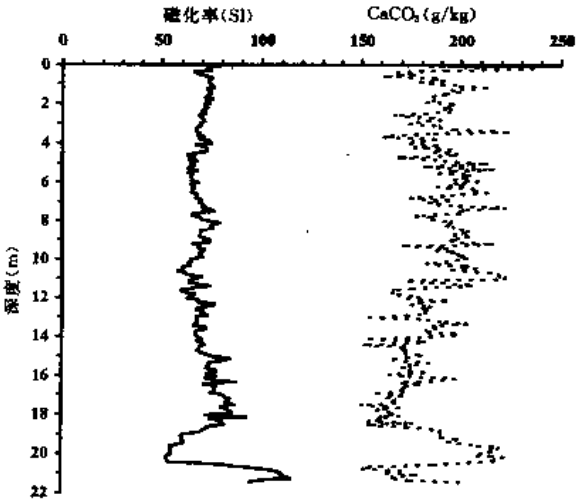


图 8-10　新疆伊犁则克台黄土剖面磁化率、碳酸钙含量随深度变化对比

2. 则克台剖面

如图 8-10 所示，则克台剖面碳酸钙含量随深度的波动十分频繁，但与库尔德能布拉克剖面不同，就总体而言，黄土与古土壤碳酸钙含量相差无几。相比之下，除处于两个弱成壤层之间的黄土层外，黄土碳酸钙含量反较古土壤略低，其形成机制较为复杂，推测可能和粒度组成中砂和粘土的含量及成壤作用有关。黄土层，砂含量高，粘粒含量低，而古土壤中，砂含量低，粘粒含量高。由于碳酸盐碎屑与砂含量成反比，黄土砂含量较土壤高，因此碳酸钙含量低于古土壤。另一方面，干旱区成土过程以碳酸盐化过程占主导地位，古土壤较黄土成土作用强，次生碳酸盐作用强烈，碳酸盐的再淀积作用导致了碳酸钙在古土壤中的相对积聚，故而古土壤反较黄土碳酸钙含量高。

表 8-3　则克台剖面黄土与古土壤碳酸钙含量与粒度组成关系

沉积类型	$CaCO_3$ (%)	砂 (%)	粉砂 (%)	粘土 (%)	沉积类型	$CaCO_3$ (%)	砂 (%)	粉砂 (%)	粘土 (%)
黄土 1	18.9	9.6	71.7	19.0	现代土壤	19.6	7.8	70.5	22.0
黄土 2	19.5	9.5	69.9	20.6	弱发育古土壤 1	19.3	8.6	69.0	22.4
黄土 3	17.4	10.1	69.7	20.2	弱发育古土壤 2	20.2	8.4	68.3	23.3
					古土壤	19.0	7.1	67.8	25.1

将剖面样品磁化率与碳酸钙含量进行相关分析，二者为负相关，相关系数为 $R^2=-0.48$。与库尔德能布拉克相比，虽然相关性减弱，但呈反相关的趋势是一致的。从另一侧面反映，黄土与古土壤的磁化率与碳酸钙含量密切相关。按照 Kukla 的理论，磁性矿物的沉积速率的变化导致了磁化率差异，那么，在沉积速率相对稳定的情况下，磁化率应受风化成壤作用的影响较大，土壤湿度大，风化淋溶作用强，碳酸钙含量减少，则磁化率相对增高，反之则降低。然而在干旱、半干旱荒漠草原环境中，降水量少，不能使碳酸盐碎屑充分风化淋溶，或仅在剖面中作上下移动。而古土壤形成期较高的温度又使其他不稳定矿物风化而释放钙，故而使钙发生相对集聚现象。另一方面，从则克台剖面碳酸钙含量变化可知，钙积层通常出现在古土壤中上部，而未能淋溶至下部黄土层中，可能反映暖期干旱，特别夏季干热，毛细作用活跃，蒸发使碳酸钙淀积在偏上部，而不似降水多地区以向下淋溶为主。因此对荒漠草原地区黄土与古土壤中的碳酸钙含量的变化及其与磁化率的关系有必要进行更深入的研究，因为在该地区无论是沉积说，还是风化成壤说都不能对其特征作出最令人信服的解释。而碳酸钙与磁化率的反相关则支持了刘东生等提出的淋溶富集说。

综上所述，磁化率、粒度、碳酸钙含量这三个古气候代用指标，在不同的环境下其灵敏度不同。很明显，磁化率与碳酸钙含量对水热条件的变化反映敏感，特别是在较湿润地区，因此在黄土高原它们常被用来作为夏季风变化的代用指标。而粒度，对风动力和物源区及沉积区环境变化反应灵敏，因此被用来指示冬季风变化。从伊犁黄土各项指标分析结果来看，在干旱的内陆区，特别是伊犁地区，主要受西风影响，故粒度指标在晚更新世环境研究中是较磁化率和碳酸钙含量更为合适的古气候代用指标。

第四节　重矿物

不同剖面、不同时代的黄土与古土壤样品的重矿物分析表明，与黄土高原和世界上其他地区的黄土类似，伊犁黄土的重矿物组成也具有矿物种类多、不同时期和不同地区古土壤与黄土重矿物组合基本相同之特征。然而，黄土与古土壤重矿物组成的差异也是明显的。

一、库尔德能布拉克剖面

对库尔德能布拉克黄土剖面，以 20 cm 为间隔共对 84 块样品进行了重矿物分析，其

表 8-4　新疆伊犁库尔得能布拉克黄土剖面重矿物分析结果

样品号	不透明（%）	帘石类（%）	闪石类（%）	极稳定（%）	稳定（%）	较稳定（%）	不稳定（%）	风化系数
96-L-1	5.01	11.41	45.04	1.48	5.19	33.19	53.19	0.08
96-L-2	9.99	9.69	44.71	0.89	9.99	27.42	56.04	0.13
96-L-3	6.09	13.83	21.90	0.97	6.22	40.94	37.34	0.09
96-L-4	8.24	13.87	35.93	1.10	8.52	31.59	51.24	0.12
96-L-5	13.10	18.52	28.84	1.46	13.36	41.27	37.04	0.19
96-L-6	13.40	11.84	19.81	0.39	13.40	47.18	31.17	0.17
96-L-7	15.12	16.67	35.22	1.20	15.12	33.85	42.10	0.21
96-L-8	20.03	18.64	24.04	1.57	20.03	37.80	31.18	0.31
96-L-9	8.46	16.41	15.41	0.70	8.66	41.09	24.97	0.14
96-L-10	12.53	17.90	34.53	0.26	12.53	44.25	41.43	0.15
96-L-11	26.36	24.10	27.56	1.20	26.36	37.80	31.78	0.40
96-L-12	24.32	17.41	26.54	1.23	24.32	36.17	36.17	0.35
96-L-13	15.10	18.10	30.40	1.60	15.10	44.80	36.20	0.20
96-L-14	10.18	21.54	43.08	1.83	10.31	34.86	50.00	0.14
96-L-15	15.35	19.86	38.37	2.11	15.35	34.99	43.23	0.22
96-L-16	10.65	15.98	28.40	0.59	10.65	35.50	35.21	0.16
96-L-17	8.95	23.94	28.41	2.68	9.17	45.19	37.81	0.14
96-L-18	8.81	14.02	44.33	2.00	8.81	29.77	53.27	0.13
96-L-19	9.29	24.05	25.54	1.99	9.78	39.17	37.15	0.15
96-L-20	5.41	19.49	13.80	0.43	5.55	47.08	25.89	0.08
96-L-21	9.58	18.42	19.34	0.92	9.94	39.59	31.49	0.15
96-L-22	13.33	17.42	21.52	1.06	13.33	37.12	27.58	0.22
96-L-23	11.67	28.77	22.52	1.90	11.80	49.39	26.05	0.18
96-L-24	15.03	22.20	27.80	0.87	15.56	39.86	34.44	0.22
96-L-25	13.73	22.65	26.32	0.23	13.73	38.67	35.70	0.19
96-L-26	21.86	24.03	22.08	1.73	22.08	40.26	28.79	0.34
96-L-27	16.01	22.57	29.82	1.50	16.14	41.45	36.25	0.23
96-L-28	7.26	22.21	35.10	2.38	7.48	47.45	40.09	0.11
96-L-29	9.80	20.10	39.90	1.41	9.80	38.89	46.67	0.13
96-L-30	10.96	22.29	43.60	1.35	10.96	37.81	48.40	0.14
96-L-31	8.29	25.88	35.80	0.63	8.54	44.47	43.84	0.10
96-L-32	10.24	21.37	40.53	1.32	10.35	41.63	44.38	0.14
96-L-33	12.60	20.74	34.35	1.27	12.98	40.33	39.69	0.18
96-L-34	12.40	22.10	42.45	1.31	12.67	37.06	46.36	0.17
96-L-35	10.00	19.68	38.23	2.74	10.00	38.87	45.00	0.03
96-L-36	10.92	22.41	27.59	1.34	11.11	47.32	33.72	0.15
96-L-37	10.32	21.18	45.71	1.88	10.32	37.00	48.66	0.14
96-L-38	15.90	27.69	24.36	1.79	15.90	46.92	28.46	0.23
96-L-39	21.38	24.61	25.88	1.55	21.66	40.08	29.96	0.33
96-L-40	11.08	25.73	26.94	2.18	14.32	42.96	30.34	0.23
96-L-41	15.71	17.26	36.86	1.09	16.02	38.41	40.90	0.22
96-L-42	12.16	24.32	26.75	2.29	12.59	46.35	30.17	0.19
96-L-13	12.95	18.70	40.21	0.97	13.24	38.17	43.04	0.18
96-L-44	11.73	22.45	31.46	1.87	11.73	46.60	35.03	0.17
96-L-15	19.03	17.17	34.34	1.97	19.03	37.35	38.98	0.28

续表 8-1　新疆伊犁库尔得能布拉克黄土剖面重矿物分析结果

样品号	不透明（%）	帘石类（%）	闪石类（%）	极稳定（%）	稳定（%）	较稳定（%）	不稳定（%）	风化系数
96-L-46	14.71	20.00	35.98	1.38	14.71	36.72	41.80	0.20
96 L-47	13.89	25.83	28.61	0.97	13.89	44.72	33.06	0.19
96-L-48	17.36	17.93	31.95	1.38	17.70	40.34	36.67	0.25
96-L-49	12.85	20.01	37.54	1.77	12.85	40.31	40.86	0.18
96-L-50	21.56	15.51	31.61	2.70	25.03	34.43	35.14	0.40
96-L-51	21.06	20.61	30.18	2.70	21.06	38.74	34.46	0.32
96 L-52	10.36	20.73	30.13	0.96	10.36	49.71	35.32	0.13
96-L-53	21.58	21.29	28.03	1.95	21.78	40.14	32.32	0.33
96-L-54	20.03	21.23	27.11	0.75	20.03	45.63	32.23	0.27
96-L-55	13.60	21.57	29.95	2.06	13.60	44.78	36.13	0.19
96-L-56	14.57	17.57	34.80	2.77	14.68	37.80	42.43	0.22
96-L-57	11.89	19.77	35.09	2.17	11.89	41.37	41.37	0.17
96-L-58	9.66	23.15	31.39	2.70	9.80	43.47	41.19	0.15
96-L-59	19.04	20.08	29.53	2.20	19.30	38.21	38.08	0.28
96-L-60	18.51	11.52	32.22	2.33	18.80	35.57	39.50	0.28
96-L-61	20.82	21.64	27.95	3.15	21.23	37.53	36.85	0.33
96-L-62	16.55	19.92	28.13	1.75	16.55	47.11	31.90	0.23
96-L-63	9.97	19.48	34.82	1.53	9.97	48.31	37.27	0.13
96-L-64	7.26	26.66	31.86	1.74	7.41	50.95	35.96	0.11
96-L-65	12.73	17.17	31.05	2.15	12.73	36.77	45.49	0.18
96-L-66	14.66	16.74	36.10	3.60	15.35	36.65	42.05	0.24
96-L-67	12.82	15.77	34.51	2.11	13.24	42.96	38.59	0.19
96-L-68	17.21	17.21	31.35	3.41	17.72	37.48	39.35	0.27
96-L-69	7.79	13.15	34.58	1.46	7.79	42.21	43.02	0.11
96-L-70	13.00	17.33	33.28	1.91	13.34	39.51	41.42	0.19
96-L-71	10.81	20.56	36.30	2.25	11.13	39.40	41.97	0.16
96-L-72	15.43	22.02	29.89	2.55	15.53	44.79	33.30	0.23
96-L-73	11.52	28.37	28.37	4.96	11.88	47.87	31.21	0.21
96-L-74	7.97	24.11	35.43	2.52	8.39	46.54	35.43	0.13
96-L-75	11.89	17.14	39.51	2.56	12.53	34.65	42.33	0.20
96-L-76	8.79	12.41	36.55	2.24	9.14	32.93	50.17	0.14
96-L-77	17.22	18.81	39.47	2.38	17.62	34.01	40.53	0.27
96-L-78	6.27	22.36	36.47	2.71	6.84	38.60	44.30	0.12
96-L-79	8.38	20.30	40.22	1.86	8.94	36.13	42.27	0.14
96-L-80	17.03	21.73	33.12	2.80	17.41	39.26	32.78	0.28
96-L-81	16.13	11.43	38.99	1.85	16.30	28.40	45.88	0.24
96-L-82	11.09	10.55	37.03	2.50	11.45	28.09	48.48	0.18
96-L-83	6.58	17.91	36.32	2.69	6.58	34.38	44.99	0.12
96-L-84	9.38	13.36	11.39	2.65	9.38	32.78	48.45	0.15

结果如表 8-4 所示。虽然古土壤-黄土的重矿物组合同为角闪石一帘石一不透明矿物，但古土壤层不透明矿物含量明显高于黄土。黄土层其含量多小于 10%，而古土壤中最高可达 25%。因此不透明矿物、角闪石含量曲线与磁化率曲线在剖面下半部有较好的对应(图 8-11)。按照矿物风化能力的不同，人们常将重矿物进行分类，区分为不稳定、较稳定、稳定和极稳定四类，并用前二者和后二者的比风化系数作为地层风化作用强弱的度量。由表 8-4，表 8-5 可见，库尔德能布拉克剖面黄土层具有较低的风化系数，其值均未超过 0.2，反映该区黄土重矿物组成中不稳定和较稳定矿物占绝对优势。剖面上下相比，其差异虽不十分明显，但却以剖面下部黄土的风化系数较上部高为特征。古土壤层，除顶部外，风化系数均大于或等于 0.2。成壤作用较强且厚度较大的古土壤层，其风化系数最高可达 0.4。因此作为区域水热条件变化的指示，风化系数曲线与磁化率曲线反映的气候波动基本一致，即风化系数高值多与磁化率峰值相对应(图 8-12)。

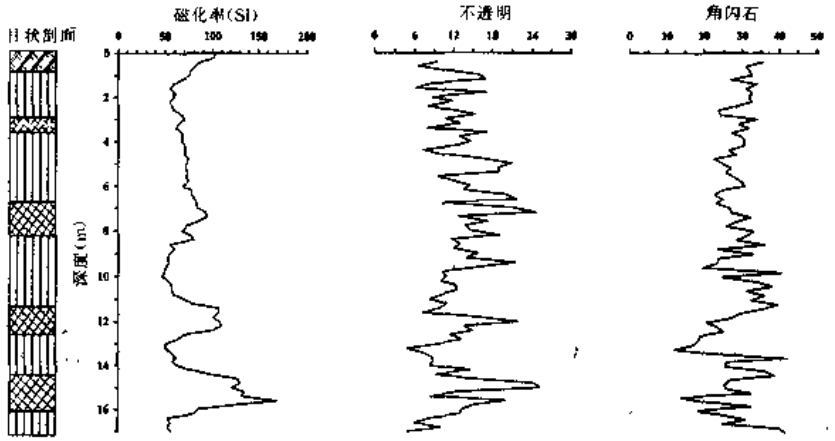


图 8-11　新疆伊犁库尔得能布拉克黄土剖面磁化率、角闪石和不透明矿物对比

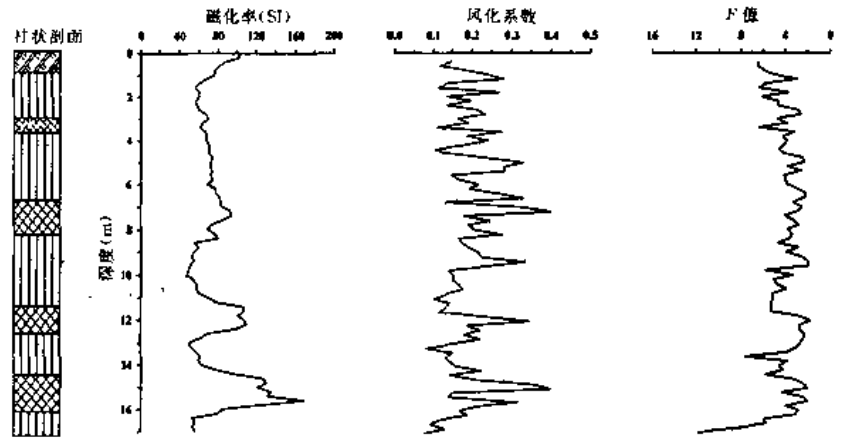


图 8-12　新疆伊犁则克台黄土剖面磁化率、重矿物风化系数及 F 值对比

在黄土高原洛川黑木沟剖面的重矿物特征的研究中，除采用了传统的风化系数外，还根据角闪石、帘石和不透明矿物与不稳定、较稳定和稳定矿物之间的相关性(表 8-6)，提出了鉴别不同性状黄土的指标 K_1、K_2、K_3 和 F。其中：K_1＝角闪石类矿物含量/帘石类矿物含量，K_2＝角闪石类矿物含量/不透明矿物含量，K_3＝帘石类矿物含量/不透明矿物

含量，$F=K_1+K_2$。

表 8-5　几类重矿物含量之间的线性回归方程及相关系数[1)]

变　量　对	回归方程	相关系数 r	自由度($n-2$)	显著性
角闪石类含量(x)与不稳定矿物含量(U)	$U=4.28+1.29x$	0.896	35	* *
帘石类含量(y)与较稳定矿物含量(W)	$W_2=1.99+0.67y$	0.702	35	* *
不透明矿物含量(z)与稳定矿物含量(Q)	$Q=0.19+1.10z$	0.950	35	* *
角闪石含量(x)与不透明矿物含量(Z)	$Z=4.38-0.92x$	−0.650	35	* *
角闪石含量(x)与帘石类含量(Y)	$Y=0.56+0.45x$	0.360	35	
帘石类含量(y)与不透明矿物含量(Z)	$Z=49.36-0.46y$	−0.383	35	*

1)引自参考文献[32]；* 为 $r>r0.05(n-2)$；* * 为 $r>r0.01(n-2)$，n—统计样品数。

三者的地质意义可解释为：若各时代黄土和古土壤的物质来源区大致相同时，则 K_1、K_2 和 K_3 的变化既反映了黄土物质在源区所遭受的风化程度，也反映黄土物质在堆积后所经历的成壤改造作用的程度，因此可用来鉴别黄土与古土壤以及不同时代黄土的几种指标。洛川剖面的研究结果揭示，与 K_1、K_2 和 K_3 相比，F 值实际上起着放大不同时代黄

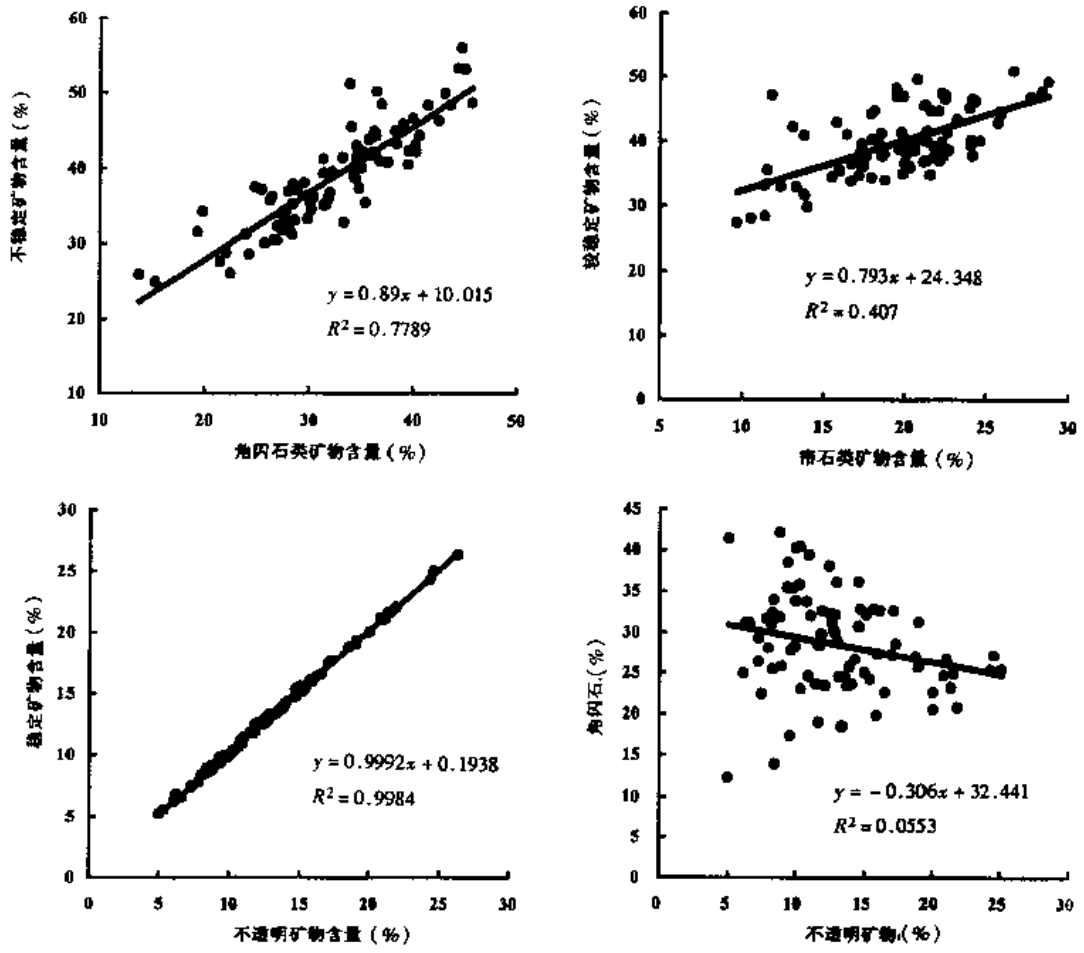


图 8-13 新疆伊犁库尔得能布拉克黄土剖面不同种类重矿物相关关系

表 8-6　新疆伊犁地区则克台黄土剖面代表层段重矿物分析结果(单位:%)

样品号	不稳定矿物															稳定矿物												风化系数
	辉石类	角闪石	黑云母	小计	阳起石	硅灰石	硅线石	绿帘石	幽帘石	石榴石	磷灰石	绿泥石	白云母	符山石	黄长石	小计	磁铁矿	褐铁矿	钛铁矿	蓝晶石	榍石	独居石	小计	尖晶石	白钛石	金红石	锆石	电气石	小计	
zkt-2	4.5	35.4	0.9	40.8	0.5	0.4	0.2	7.4	15.3	4.0	4.5	2.0	0.2			34.5	17.1	4.5	0.7		0.4		22.7			0.5	0.9	0.5	2.0	0.3
zkt-10	2.4	39.7	8.7	50.8	3.7	1.9	0.3	4.5	12.2	0.8	3.2	5.3	少			31.7	11.4	4.0			0.3	少	15.6			0.3	0.5	1.1	1.9	0.2
zkt-20	4.1	36.1	11.7	52.0	3.3		少	5.4	6.2	2.4	5.3	6.5				29.1	5.7	11.3	0.6		0.2		17.8			0.2	0.3	0.8	1.2	0.2
zkt-32	4.0	47.1	13.0	64.1	8.1		0.6	1.4	8.3	1.4	3.0	3.1				25.8	2.7	6.1	0.2				9.1			0.2	0.1	0.6	1.0	0.1
zkt-42	2.1	38.8	12.9	53.8	5.8	1.2	0.5	1.1	8.4	0.6	3.8	7.8	3.0			32.2	5.5	7.5					13.0			少	0.4	0.7	1.1	0.2
zkt-52	2.3	33.2	22.7	58.2	5.6	0.8	0.2	2.7	10.9	0.7	2.3	3.8	1.6			28.5	3.0	9.2					12.3			少	0.2	0.7	0.9	0.2
zkt-62	1.1	37.8	18.4	57.2	5.6	1.2	0.2	1.4	10.4	1.5	2.8	2.1				25.2	5.8	10.6					16.4			0.1	0.3	0.8	1.2	0.2
zkt-76	1.1	47.3	12.4	60.8	4.0	1.2	0.6	3.1	5.8	0.8	1.4	5.4	1.8			24.1	3.8	9.8			0.1		13.7			少	0.6	0.8	1.4	0.2
zkt-88	4.2	44.9	11.8	60.9	3.9	1.3	1.1	3.3	9.8	1.0	3.8	2.3	1.6			28.1	2.5	6.9					9.3			0.3	0.5	0.8	1.6	0.1
zkt-97	5.6	45.5	9.1	60.2	4.1	2.1	1.0	2.1	8.9	2.7	2.4	2.5				25.9	5.4	6.8					12.2			0.3	0.6	0.8	1.7	0.2
zkt-109	0.9	48.5	11.7	61.1	2.7	1.7	0.3	5.0	6.4	0.5	1.8	2.8	1.2			22.5	8.3	5.9		0.2	0.2		14.5		0.5	0.2	0.5	0.6	2.0	0.2
zkt-119	2.3	43.5	15.1	60.9	2.1	2.1	少	5.9	11.2	1.5	0.8	3.2				26.7	4.7	4.9			0.2		9.8		0.4	0.2	1.1	0.9	2.6	0.1
zkt-128	3.3	44.0	14.0	61.2	1.7	2.5	0.2	3.8	11.5	0.9	1.4	2.4	0.9	0.3		25.6	3.5	6.8				0.2	10.4		0.3	0.5	1.3	0.8	2.8	0.2
zkt-138	1.8	38.0	11.0	50.7	3.3	1.4	0.2	4.0	11.8	1.7	1.6	3.4		0.4		27.8	8.9	7.5			0.4		16.8		0.6	0.8	1.9	1.4	4.7	0.3
zkt-149	1.5	42.3	15.3	59.6	2.9	1.9	0.3	3.9	8.6	1.5	1.3	3.2				23.6	8.3	4.1			0.7		13.1		0.0	0.8	1.9	1.0	3.7	0.2
zkt-157	1.0	36.7	27.9	66.4	2.1	1.2	0.1	1.5	7.8	1.9	1.5	3.5	2.7			22.3	4.8	3.2			0.2		8.2		0.3	0.6	1.5	0.8	3.1	0.1
zkt-167	0.9	41.1	19.3	62.4	2.1	1.6	0.2	1.9	9.5	1.8	1.2	3.5	0.9			22.8	6.6	3.5			0.5		10.6		0.3	0.7	2.0	1.1	4.2	0.2
zkt-181	2.0	42.8	16.6	62.1	2.8	1.7	0.0	3.5	9.7	1.0	0.7	2.8	1.5			23.7	7.3	2.8			0.6		10.7		0.4	0.4	1.7	1.0	3.5	0.2
zkt-185	1.5	40.7	22.1	64.6	3.5	2.7	0.6	3.1	5.5	1.9	2.1	4.6	0.8	0.1		24.8	3.3	3.5	0.6		0.4		7.9	0.1	0.0	0.4	1.6	0.6	2.7	0.1
zkt-191	3.8	45.6	10.7	60.9	3.4	2.5	0.3	7.4	5.8	1.5	1.0	3.2				25.1	7.4	2.6			0.4		10.4		0.2	0.5	1.9	1.1	3.7	0.2
zkt-203	2.4	47.9	8.6	59.8	2.6	2.4	0.1	5.7	8.6	2.0	2.1	1.4		0.6	0.4	26.0	9.5	1.5			0.0		11.0		0.4	0.1	1.9	0.9	3.3	0.2
zkt-214	4.1	33.7	7.5	45.3	8.0	1.5	0.0	8.5	14.5	2.4	1.5	2.0				38.5	7.7	2.4			0.9		10.9		0.3	0.5	3.6	0.9	5.3	0.2
平均值	2.6	41.4	13.7	57.9	3.7	1.5	0.3	3.9	9.4	1.6	2.2	3.5	0.7	0.1		27.0	6.5	5.7	0.1		0.2		12.6		0.2	0.4	1.1	0.9	2.5	0.2

土与古土壤在重矿物组成上所具有的信息，它能良好地显示黄土与古土壤的差别，对不同时代黄土也具分辨功能，甚至在一定程度上还能反映同一层不同段的差别。如马兰黄土中部的弱成壤层与上下的黄土层 F 值明显有别，表明 F 值愈大，风化愈弱，也就是说 F 值大的黄土能更多的保存原始粉尘的特征。

对库尔德能布拉克黄土剖面不同层几类重矿物含量相关分析显示，角闪石类与不稳定矿物、帘石类与较稳定矿物、不透明矿物与稳定矿物有较好的相关性，但角闪石和不透明矿物之间相关性较差(图 8-13)。F 值的计算表明，古土壤的 F 值低于黄土，并与磁化率曲线有一定的对应关系。就古土壤而言，时代愈老，F 值愈小，反映了随时间由古至今的推移，成壤作用逐渐减弱；相反，黄土与古土壤的差别却逐渐缩小。与磁化率曲线不同的是 F 值反映了剖面上部至少存在五次以上的气候波动。

三、则克台剖面

由于则克台剖面仅对不同层段进行了重矿物分析，故不能与库尔德能布拉克剖面进行详尽对比，但从分析结果(表 8-6)不难看出，二者存在相似性。则克台黄土与古土壤的矿物组合与库尔德能布拉克剖面类同，为角闪石-帘石-不透明矿物。黄土风化系数较古土壤层为低。从磁铁矿含量来看，古土壤层也高于黄土层。

第五节　孢粉

关于黄土样品孢粉分析常为其中孢粉与黄土颗粒难以有效分离而受阻。为使孢粉被充分浮选，实验室样品分析采取了常规的酸碱处理法，但样品用量加大。样品过筛后，用盐酸浸泡 48 小时并洗至中性，然后用重液浮选两次，最后将浮选样品制片。样品鉴定结果显示，用上述方法所分离的样品，每块都分析出孢粉。

库尔德能布拉克剖面共选送样品 14 块，其中黄土样品四块，古土壤样品 9 块，表土样品一块。黄土样品除 96-L-74 号外，花粉均较少，而且以藜科花粉占优势。古土壤样品多分析出较为丰富的花粉。如图 8-14 所示，剖面最下部古土壤层中不但花粉丰富，而且花粉组合以菊科占优势，含量大于 80%。向上，藜科花粉含量急剧增加。表土以菊科、蒿属和禾本科为主，藜科花粉占 16.3%。

则克台剖面共选送样品 16 块，其中黄土样品十块，弱成壤层两块，古土壤三块，表土一块。根据分析结果，则克台剖面自上而下植被状况变化不大，主要为荒漠和荒漠草原植被，但蒿属和藜科以及草本和灌木花粉含量在剖面上存在一定的波动(图 8-15)。表土花粉组合以蒿属含量最高，为 39.3%，其余为藜科、豆科、十字花科、麻黄属、菊科、禾本科和蓼科等，反映荒漠草原环境。

上述分析结果表明，对于恢复区域古环境孢粉分析是重要的手段之一。但由于孢粉分离十分困难，加之植被对气候变化的滞后效应和对环境变化不及其他指标灵敏，所以孢粉在作为古气候代用指标方面受到限制。特别是新疆，在气候干旱的总背景下，冷暖、干湿的微小波动在孢粉图谱中很难一一反应，故而不宜用作古气候代用指标。

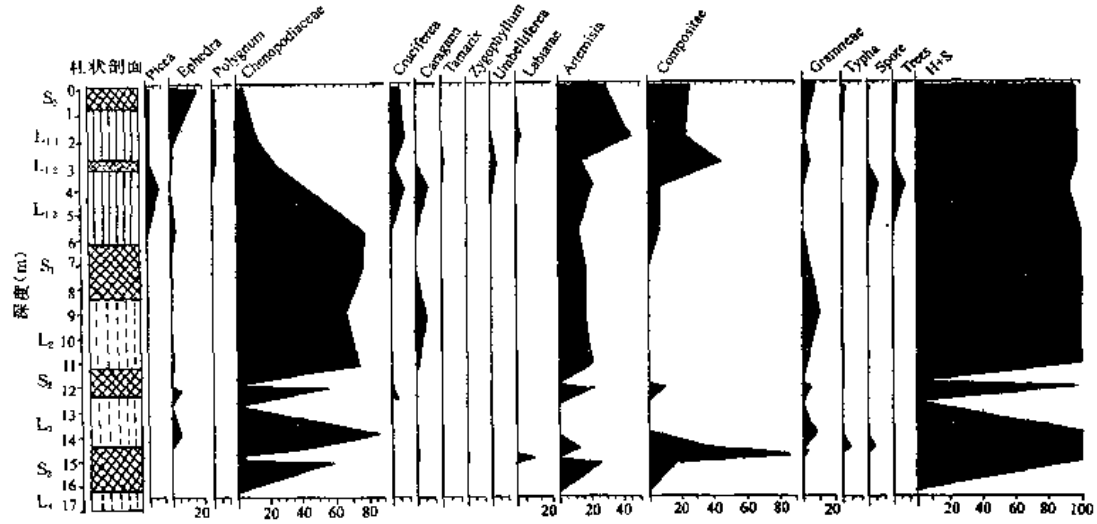


图 8-14　新疆伊犁库尔得能布拉克黄土剖面孢粉组合

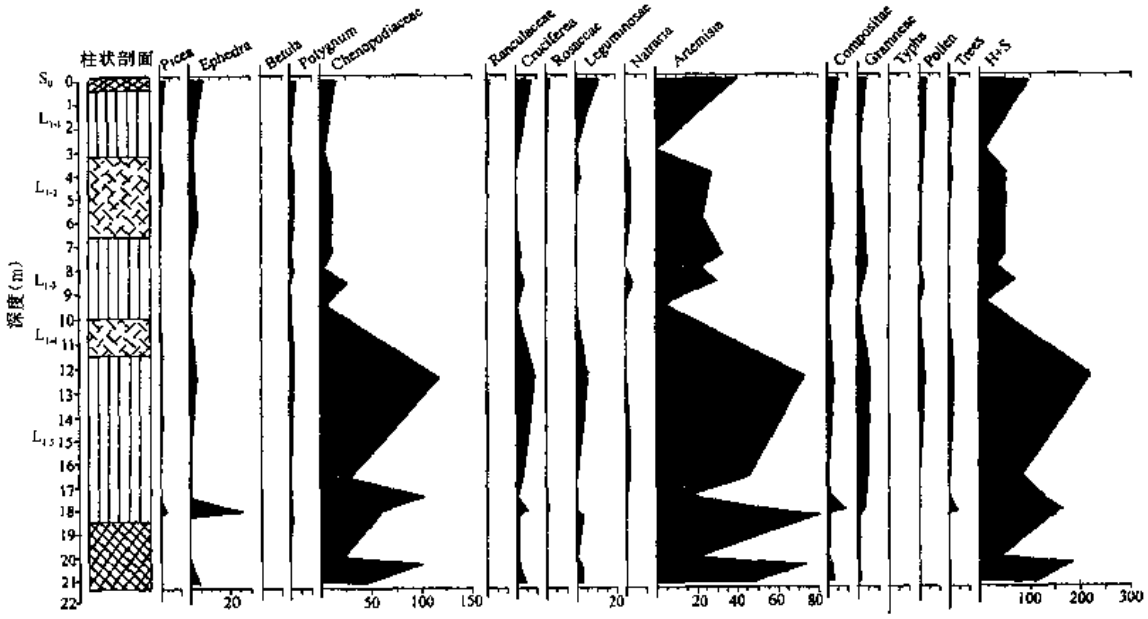


图 8-15　新疆伊犁则克台黄土剖面孢粉组合

第六节　地球化学

黄土高原黄土剖面中主要元素与气候关系研究表明，相关的氧化物分子比值能较为灵敏地反应古气候变化[40]。如图 8-16，图 8-17 所示，虽然样品密度不够，但伊犁则克台黄土剖面相关元素的氧化物分子比值仍然对环境具有较好的指示作用。在各种比值中，以硅铝率和硅铝铁率最好，可与粒度曲线媲美。稀土元素含量和 Rb/Sr 比值在库尔得能布拉克剖面中对气候变化也有较好的指示作用(图 8-18)。古土壤，硅铝铁率低，稀土元素丰度高，Rb/Sr 比值也高，黄土则相反。但在则克台剖面中却不够理想(图 8-19)。

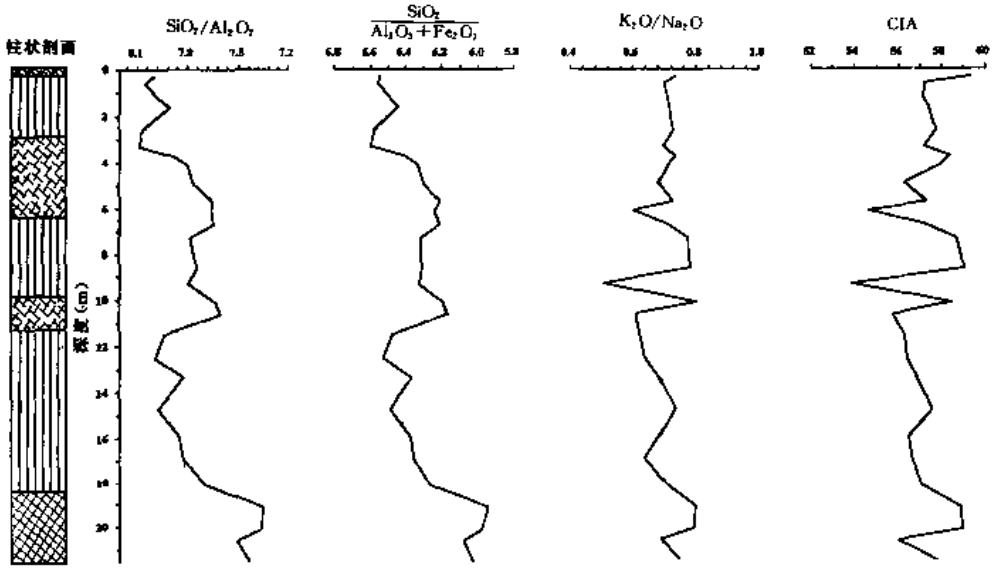


图 8-16　新疆伊犁则克台黄土剖面相关氧化物比值随深度变化

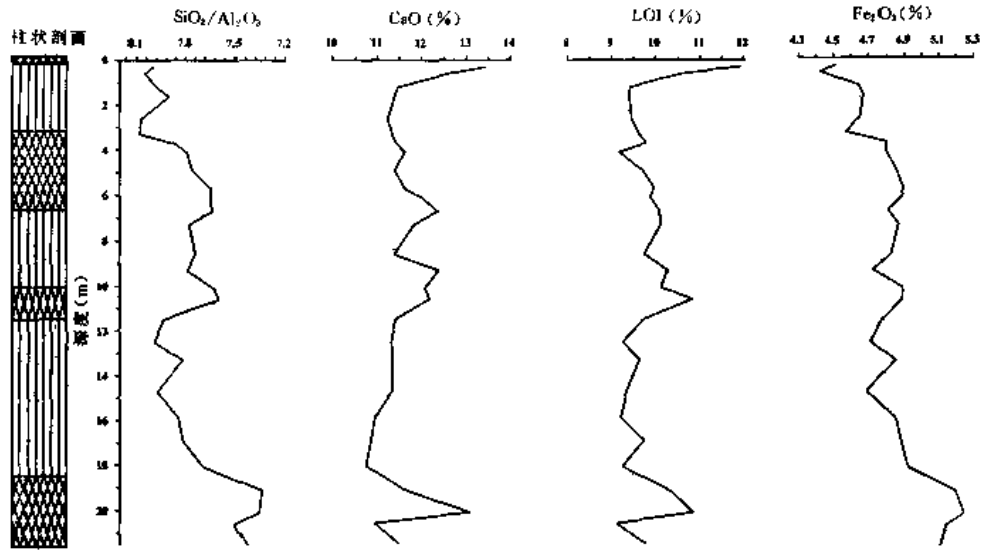


图 8-17　新疆伊犁则克台黄土剖面硅铝率、氧化钙含量、烧失量及全铁含量随深度变化

综上所述，磁化率、粒度、碳酸钙含量、重矿物、孢粉和 SiO_2/Al_2O_3 比值等气候代用指标，在不同的环境下其灵敏度不同。很明显，磁化率与碳酸钙含量对水热条件的变化反应敏感，特别是在较湿润地区，因此在黄土高原它们被用来作为夏季风变化的代用指标是可以理解的。然而在干旱区，磁化率及碳酸盐含量对气候的指示意义远不及半干旱、半湿润区。粒度，对风动力和物源区及沉积区环境变化反应较为灵敏，不同的粒级在黄土高原被分别用作指示冬季风和夏季风变化。从伊犁黄土与古土壤各项代用指标的分析来看，粒度对风力变化反应敏感，因此在干旱内陆地区，特别是伊犁地区，常年受西风控制，粒度是理想的作为西风风力强度变化的指标。虽然地球化学样品分析数量不多，但从主要元

素硅铝率、硅铝铁率、烧失量以及 CIA 等来看，它们也是较理想的气候代用指标。

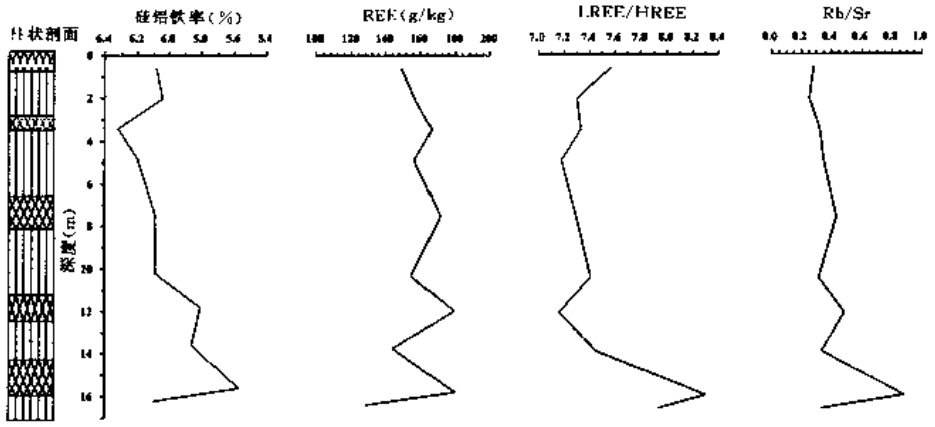


图 8-18　新疆伊犁库尔得能布拉克黄土剖面稀土含量、LREE/HREE、Rb/Sr 比值随深度变化

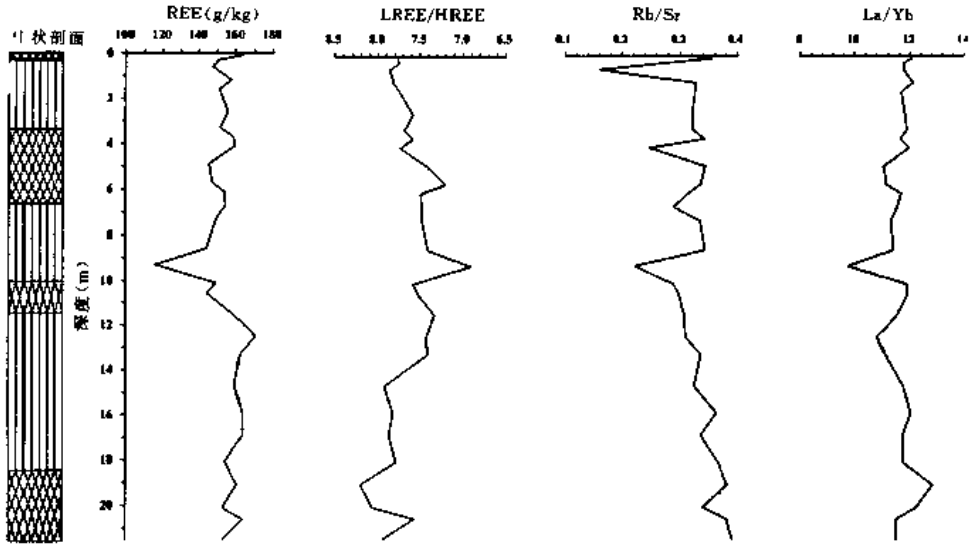


图 8-19　新疆伊犁则克台黄土剖面稀土含量、LREE/HREE、Rb/Sr 比值随深度变化

参考文献

1　安芷生等. 最近 2 万年中国古环境变迁的初步研究. 见：黄土、第四纪地质、全球变化(2). 北京：科学出版社，1991：1～26.

2　Heller, F. and Liu, D. S. Magnetism of Chinese loess deposits. Geophys. J. R. Astr. Soc. 1984, 77:125～141.

3　Heller, F. and Liu, D. S. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. Geophys. R. Letters, 1986, 103: 1169～1172.

4　Heller, F. *et al*. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 114: 385～390.

5　Kukla, G. Loess stratigraphy in Central China. Quaternary Science Review, 1987, 6: 191～219.

6　Kukla, G. *et al*. Pleistocene climatic in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 1988, 16:811～814.

7　安芷生，Kuklla, G.，刘东生. 洛川黄土地层学. 第四纪研究，1989，(2)：155～168.

8　安芷生等. 最近 13 万年来黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报，1991，35(7)：529～532.

9 Maher, B. A. and Reginald M. T. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. Nature, 1988, 336: 368～370.

10 Maher, B. A. and Thompson, R. Mineral magnetic record of Chinese loess and paleosol. Geology, 1991, 19: 3～6.

11 Maher, B. A., Thompson, R. palaeoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. Quaternary Res., 1992, 37: 155～170.

12 Maher, B. A., Thompson, R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess an paleosols. Quaternary Research, 1995, 44: 393～391.

13 Maher, B. A., Thompson, R. and Zhou, L. P. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian paleomonsoon: a new mineral magnetic approach. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 125: 462～471.

14 刘秀铭. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义. 第四纪研究,1993,(3):281～287.

15 Liu X. M. *et al*. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. Geophysical Journal International, 1992, 108:301～308.

16 刘秀铭等. 中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义. 中国科学,1991,(6):639～644.

17 韩家懋等. 马兰黄土与离石黄土的磁学性质. 第四纪研究,1994,(4):310～325.

18 沈承德等. 洛川黄土 μm～nm 级物质粒度分布特征及 10Be、磁化率记录. 见:中国第四纪地质与环境. 北京:海洋出版社,1997:158～168.

19 贾蓉芬等. 陕西段家坡黄土剖面中超磁细菌特征与环境意义. 中国科学(D),1996,26(5):411～417.

20 吕厚远等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. 中国科学(B),1994,24(12):1291～1297.

21 韩家懋,姜文英,褚骏. 黄土和古土壤中磁性矿物的粒度分布. 第四纪研究,1997,3:281～287.

22 胡雪峰,龚子同. 土壤磁化率——作为气候指标的局限性. 土壤,1999,1:39～42.

23 Meng, X. M., Derbyshire, E., and Kemp, R. A. Origin o the magnetic susceptibility signal in Chinese loess. Quaternary Science Review, 1997,16: 833～839.

24 Maher, B. A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1998, 137: 25～54.

25 Maher, B. A. Commenrs on "Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess". Quaternary Science Review, 1999, 18: 865～869.

26 孙东怀等. 最近 150 ka 黄土高原夏季风气候格局的演化. 中国科学(D),1996,26(5):418～423.

27 Ruter, N. W. 中国黄土和全球变化. 第四纪研究,1992,(11):3～11.

28 Maher, B. A. Magnetic properties of morden soils and Quaternary loessic paleosols, paleoclimatic implications. Paleaogeography, Paleaoclimatology, Paleaoecology, 1998, 137(1～2): 25～54.

29 James, E. B, David, B. S. and Daniel, B. H. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. Geology, 1990, 18: 43～48.

30 Chlachula, J. *et al*. A magnetic investigation of a late Quaternary loess/ palaeosol record in Siberia. Geophysical journal international, 1998, 132(1):128～132.

31 Pye, K. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press, 1987.

32 刘东生等. 黄土与环境. 北京:科学出版社,1985.

33 Ding Z. L. *et al*. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. Quaternary Science Review, 1994,13: 39～70.

34 卢化煜,安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义. 科学通报,1997,42(1):66～70.

35 Janecek, T. R. *et al*. Quaternary fluctuations in Northern Hemisphere trade winds and westerlies. Quaternary Research, 1985, 24:150～163.

36 Rea, D. K. *et al*. Late Cenozoic changes in atmospheric circulation deduced from North Pacific eolian sediments. Marine Geology, 1982, 49:149～167.

37 Rea, D. K. *et al*. Geologic approaches to the long－term history of atmospheric circulation. Science, 1985, 227:

721～725.
38 Parkin, D. W. *et al*. Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Sahara Coast. Nature, 1973, 215:455～457.
39 刘东生等. 黄河中游的黄土. 北京:科学出版社,1964.
40 文启忠等. 中国黄土地球化学. 北京:科学出版社,1989.
41 思塔尔哈特,V. 沉积物和沉积岩的成因(王东坡等译,1982). 北京:地质出版社,1977:208.
42 赵景波. 黄土地层中的 $CaCO_3$ 与环境. 沉积学报,1993,11(1):136～143.
43 赵景波. 关中平原黄土中古土壤 $CaCO_3$ 淀积深度研究. 科学通报,1991,18:1397～1399.
44 孙建中,赵景波. 黄土高原第四纪. 北京:科学出版社,1994.
45 方小敏等. 临夏盆地约 30Ma 以来 $CaCO_3$ 含量变化与气候演变. 见:青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京:科学出版社,1994:55～65.
46 管东红等. 北源剖面碳酸钙记录的末次间冰期气候不稳定性. 冰川冻土, 1996,18(2):19～124.
47 安芷生等. 最近 130ka 中国的古季风与古季风记录. 中国科学(B),1990,20(10):1076～1084.
48 赵景波. 风化淋溶带地质新理论—$CaCO_3$ 淀积深度理论. 沉积学报,2000,18(1):29～35.

第九章　新疆伊犁地区中更新世晚期以来的环境演化

前一章已对伊犁地区不同黄土剖面的地质记录进行了叙述。本章将以库尔德能布拉克与则克台两个黄土剖面为例，分析黄土记录所反映的古气候特点。

第一节　中更新世晚期至晚更新世气候变化特点

目前普遍用于标记中国黄土剖面各层的术语中，对古土壤用“Soil”的首母“S”表示，对黄土则用“Loess”的首母“L”表示，并按年龄顺序由新到老对地层单位增加数字。该系统主要用于离石黄土和马兰黄土，全新世土壤定为 S_0，末次冰期以来黄土为 L_1，而末次间冰期古土壤为 S_1。对于次级地层单位的命名则不统一。Kukla 曾建议，次级地层单位以重复一级地层单位字母来命名，如 L_1 中的黄土用 L_1LL_1 表示，而弱成壤层则用 L_1SS_1 表示[1]；丁仲礼等在对次级地层单位进行的进一步划分中，则使用了数字的重复[2]，如 $L_{1\text{-}1}$、$L_{1\text{-}2}$……。后者与前者相比，简单、明了，但对于弱成壤层的标识不够一目了然。陈发虎等在划分黄土地层时使用 L_1L_1 表示马兰黄土中的黄土层，而 L_1S_1 代表马兰黄土中的弱成壤层。在以下伊犁地区黄土地层单位划分中将参照使用他们的方法。

伊犁库尔德能布拉克剖面厚度不大，但含有多层古土壤。据绝对测年资料，剖面由上而下第一层古土壤顶部 OSL 年龄为 83.4±5.0 ka B. P.，因此第一层古土壤为 S_1。由于其下缺少绝对测年资料，S_1 以下地层是否也形成于末次间冰期有待开展进一步研究。参考前人研究成果，可暂将整个剖面分为 8 个地层单元，即 L_1、L_2、L_3、L_4 和 S_0、S_1、S_2、S_3（图 9-1）。按照不同气候指标的综合分析可将之分为早晚两段，不同时段，其气候特点不同。

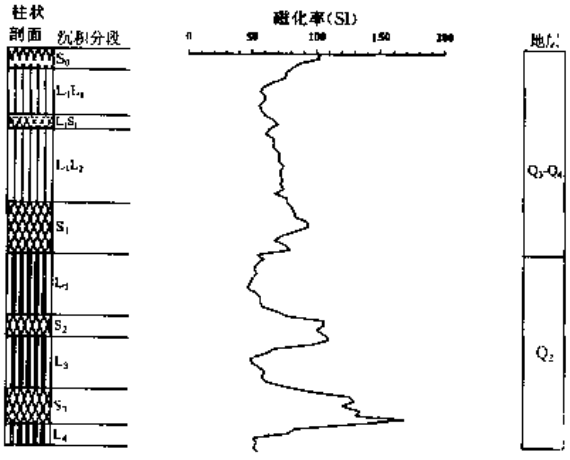


图 9-1　新疆伊犁地区中更新世晚期以来环境演化阶段

剖面 17～8.4 m，相当于黄土高原离石黄土上部，包括了 3 个黄土堆积期（L_2、L_3、L_4）和两个古土壤（S_2、S_3）形成期。就总体而言，黄土堆积期较干旱，而古土壤形成期较湿润，即环境明显较黄土堆积期为好。S_3 为一层复合古土壤，上层为一层厚约 40 cm 的古土壤层，团粒结构不明显，磁化率偏低，碳酸盐含量较高，反映该段风化成土作用较弱，降水偏低，所以较易溶的碳酸盐未能充分淋失而使土体出现较高的碳酸盐含量；下层，为发

育成熟的古土壤层。从该层的土体构型看，可区分出腐殖质层、淋溶层和淀积层。上部的腐殖质层仍保留有较好的团粒结构，整个古土壤层没有出现碳酸盐淀积层，而粘粒含量却表现出土壤发育具有粘化过程。由此可以推断，S_3 下层形成时期降水较多，碳酸盐已被淋失，粘粒也产生移动，它应属于淋溶黑钙土。至于古土壤层仍有石灰反应，可能与上覆古土壤层淋溶作用的影响有关。

赵景波对关中平原黄土中古土壤碳酸钙淀积深度的研究表明，碳酸钙的淀积深度主要受降水量控制。降水较多，雨水渗入深度大，碳酸钙淀积深度也大；降水量小，雨水渗入浅，碳酸钙淀积深度则小。在黄土高原，S_1 的淀积深度为 5～6 m，超过了亚热带北缘年平均降水量 800 mm 以上条件下发育的黄棕壤的淀积深度。虽然碳酸钙的淀积深度还受地形、土壤质地和母质等影响，但如果母质相同，同一剖面上的古土壤层碳酸钙的淀积深度将严格受降水量的控制。图 9-2 表明了碳酸钙淀积深度与降水量关系[3]。库尔德能布拉克剖面 S_3 下层碳酸钙（事实上为碳酸盐）淀积深度约为 1.8 m，由图 9-2 推得其形成阶段降水量约为 700 mm。孢粉分析揭示，S_3 下层花粉含量高，其组合反映草原环境，植被中菊科与唇形科占绝对优势。另一方面，该层土体重矿物组成中不透明矿物占有较高比例，风化系数明显高于剖面其他古土壤层，所以推测其形成时期不仅有较丰富的降水，而且温度偏高，风化作用强烈。

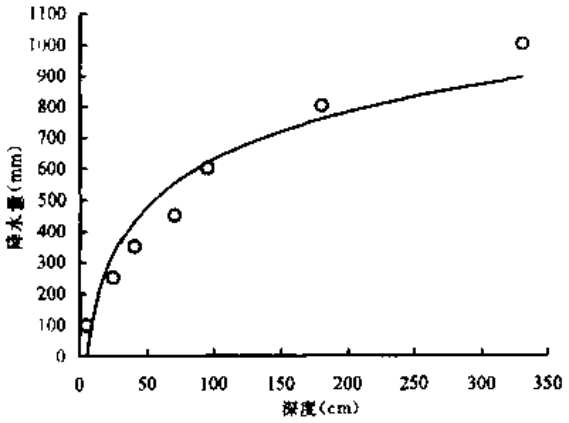


图 9-2　碳酸钙淀积深度与降水量相关曲线
（根据参考文献[3]改绘）

S_2 形成时期环境不及 S_3 适宜。与 S_3 相比，S_2 不仅厚度小，而且土壤成熟度也不及 S_3。该段古土壤磁化率较 S_3 为低，上壤碳酸钙含量较 S_3 高约 20%，推测降水量较 S_3 形成时期为少，据碳酸钙淀积深度推算，S_2 形成期降水量为 500 mm 左右。该段花粉组合中反映干旱的藜科花粉增加，菊科大幅度减少。反映 S_2 较 S_3 形成时期干旱。

从该段三层黄土 L_4、L_3 和 L_2 都为上覆古上壤的钙淀积层以及黄土磁化率均低于古土壤推断，在中更新世晚期伊犁地区黄土与古土壤形成时期的环境差别较大。已有的研究成果证明[4]，构成黄土与古土壤的原始粉尘的磁化率主要取决于粉尘的粒度组成，黄土高原末次冰期极盛期黄土可代表这种未经成壤作用或成壤作用非常弱的粉尘。对它们的磁化率与粒度组成的相关分析表明，相对纯的风成粉尘的磁化率与粒度之间存在着平缓的线性关系，其函数式为 $S=40.79086-0.21568G$，此处 S 为野外磁化率，G 为大于 20 μm 颗粒百分含量。据此算出原始粉尘的磁化率一般低于 50，而黄土与古上壤的磁化率相对这一本底值的增量主要取决于粉尘堆积后的成壤作用。L_4～L_2 各层平均磁化率依次为 54.8、59.2 和 55.6，很明显，该区中更新世晚期所沉积的黄土的磁化率成壤分量较小，指示成壤作用很弱。

剖面 0～8.4 m，由 S_1、L_1 和 S_0 组成。该段不论是成壤作用还是粉尘的堆积环境都与下部明显不同。

S_1 是由两层古土壤叠加而成的复合古土壤，下层厚 40 cm(S_1S_2)，上层厚 140 cm (S_1S_1)，中间夹有一层 40 cm 风化黄土层(S_1L_1)。该层古土壤的磁化率明显低于 S_3 和 S_2，均未超过 100。风化层之上古土壤层 S_1S_1 碳酸钙淀积深度与 S_2 相当，而 S_1S_2 淀积深度仅 40 cm 左右，反映 S_1S_1 形成时期降水量明显高于 S_1S_2。与 S_3 和 S_2 相比，S_1 花粉含量整体偏低，而且花粉组合以藜科占优势，反映出一种较为干旱的环境。从 S_1S_1 和 S_1S_2 淀积深度推测，S_1 晚期较早期湿润。

L_1 磁化率介于 60～74 之间，平均为 66.4，按照原始粉尘本底值低于 50 推算，L_1 堆积期成壤分量较 L_4、L_3 和 L_2 为大。换言之，马兰黄土形成期成壤作用较离石黄土上部强。就粒度而言，马兰黄土粒径较其下的离石黄土为粗，中值粒径最高可达 18.0 μm，平均为 15.3 μm，明显高于 L_4～L_2。作为风力变化的直接反映，马兰黄土粒径的增大表明末次冰期风力较末次间冰期及之前为大。从黄土中碳酸钙含量来看，L_1 的平均值为 14.9%，但根据分层，马兰黄土中段弱风化层 L_1S_1 以下黄土中碳酸钙含量明显低于上部，磁化率则高于土部，反映马兰黄土早期淋溶条件较晚期稍好，也就是说，末次冰期早期相对湿润，晚期干旱，从而与 S_1 早期干旱、晚期湿润形成鲜明对照。

S_0 钙淀积层出现在 60～80 cm 处，与区域地带性土壤栗钙土淀积深度一致。该淀积深度明显小于 S_1，反映 S_0 形成期降水不及 S_1 时期丰富。由此可见，自中更新世晚期以来，伊犁地区气候具有明显的干旱化趋势。

关于中更新世天山北麓的环境变化，已有的成果揭示[5]，中更新世环境是早更新世沉积环境的继续和发展，气候波动较早更新世为大，73 万年来呈现出五次较大的冷暖干湿波动。730～550 ka B. P.，气候冷干；550～400 ka B. P.，气候温湿；400～300 ka B. P.，气候冷干；300～200 ka B. P.，气候温和略湿。伊犁坎苏黄土剖面中 4 层古土壤代表相对湿润的四个时期，五个黄土层代表了相对冷干的 5 个气候期[6]。从库尔德能布拉克剖面所反映的情况来看，中更新世中晚期，黄土形成期明显较古土壤形成期为干，而晚更新世以来，环境的变化则较为复杂。从 S_1 形成环境分析，早期较干旱，碳酸钙淋溶深度小，而晚期，较湿润，碳酸钙淋溶深度可与 S_2 相当。相反，L_1 早期较湿润，而后期较干旱。全新世土壤淋溶深度远不及 S_1 上部。因此就总体而言，该剖面所反映的环境自中更新世中晚期以来有变干趋势，而且这种趋势自晚更新世以来变得更加明显。

在万年、10 万年时标下，黄土的形成对应于全球冰量的增加，即黄土与古土壤的形成主要取决于地球轨道参数的变化而导致太阳辐射的周期变化，因此黄土为冰期沉积，虽然气候变化存在区域差异，但在上述时间尺度下全球冷暖变化具有一致性是公认的事实。由于地质体记录与气候变化之间的时差，世界各地冰期出现的时间有早有晚，但是否存在反相位还有争论。前苏联地学工作者中 就有人认为，中亚的黄土形成于干热的间冰期，而古土壤形成于冷湿的冰期[7～9]。新疆地处内陆，主要受西风环流系统控制，现代气候与中亚十分接近。那么，新疆黄土是否形成于间冰期呢？从上述库尔德能布拉克黄土剖面所记录的古气候信息分析可知，尽管伊犁地区黄土的搬运动力与东部季风区有别，但从 S_1 以下黄土磁化率、碳酸钙含量变化来看，黄土形成期气候干旱，成土作用微弱，而古土壤形成时期降水丰富，风化成壤作用活跃。结合 S_1 顶部测年资料，马兰黄土开始堆积时间为 83.2～5.0 ka B. P.，显然，马兰黄土形成于末次冰期，S_1 形成于末次间冰期。不言

而喻，与其他地区类同，新疆的黄土堆积期同样对应于寒冷的冰期，而非温暖的间冰期。

第二节　末次冰期以来的环境演化

关于末次冰期以来气候变化国内外已有大量研究成果，如极地冰芯的研究，大洋沉积的研究以及黄土高原及其周边地区黄土的研究，但对于新疆内陆地区末次冰期以来的环境研究，所做工作甚少。韩淑媞等在80年代末利用内陆湖泊沉积曾对新疆35 000年以来的环境做过系统研究[10]，取得了一些成绩。继之北京地质所又在巴里坤湖钻取了30多米的岩芯，以期对新疆十五万年来的环境有进一步了解[11~13]。除此之外，还有人对玛那斯湖、柴窝堡和阿尔泰山等地的湖沼沉积以及晚更新世以来北疆地区植被做过研究，但较为系统的研究其时段主要位于晚更新世晚期[14~19]。

测年数据显示，则克台剖面黄土沉积主要形成于晚更新世中晚期，厚约22 m沉积跨越了末次间冰期后期、末次冰期和冰消期3个不同阶段。从上到下按粒径粗细不同可分为7个不同的地层单元，分别对应于S_0、L_1L_1、L_1S_1、L_1L_2、L_1S_2、L_1L_3和S_1。因此，是一个可用做末次间冰期以来古气候记录研究的较为理想的剖面。前章对则克台剖面粒度分析资料的研究证明，粒度是较磁化率和碳酸钙含量更为灵敏的古气候代用指标。鉴于该区<10 μm组分含量稳定，而该粒级又是中性大气条件下能作远距离传输的粉尘粒子，因此选择<10 μm粒级含量曲线作为本区的气候变化代用曲线，该粒组含量增高指示着风力减弱，相反，代表风力增强。据粒度代用指标，结合所建立的时标，则克台剖面古气候记录由上而下可分为5个不同气候段，8个亚段(图9-3)。

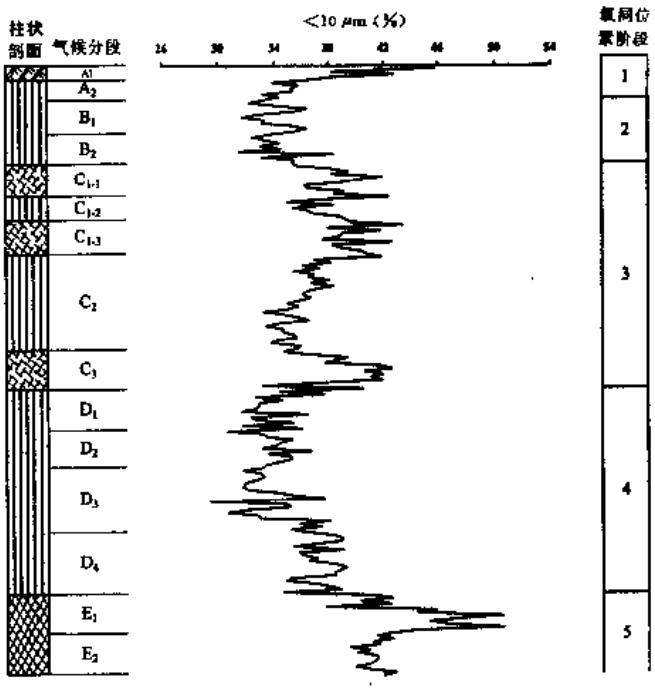


图9-3　新疆伊犁地区约十万年来不同环境演化阶段

A段(0～1.2 m)。该段为全新世沉积(0～10.21 ka B.P.)，可与深海氧同位素1阶段对应。据粒度资料，A段又可分为两个亚段A_1和A_2。

A_1亚段(0～0.4 m)，与S_0对应，其底界年龄为3.68 ka B.P.。这一亚段表层含有较为丰富的花粉，花粉组合以蒿属含量最高，它与藜科花粉含量的比为2.3∶1。粒度平均值与中值分别为14.12 μm和18.95 μm，小于10 μm含量多大于40%，最高可达46%。反映该段风力较弱，成壤作用占优势。该亚段碳酸盐平均含量为19.65%，距地表10～30 cm为淀积层，并且淀积形式以假菌丝体为主。从淀积深度推测，年降水量200～300 mm，与所处地区水平地带土壤灰钙土的形成环境一致，表明自距今3.68 ka以来，该区气

候环境无重大变化，气候条件适宜于灰钙土的发育。

A_2 亚段(0.4～1.2 m)，与 A_1 不同，A_2 为黄土沉积段，平均粒径分别为 16.99 μm 和 21.47 μm，明显粗于 A_1 亚段。小于 10 μm 含量多小于 34%，但波动明显。碳酸盐含量平均值为 18.63%，较 A_1 段为低。该亚段据各种古气候代用指标又可细分为上、下两个部分，$A_{2\text{-}1}$(0.5～0.8 m)和 $A_{2\text{-}2}$(0.8～1.2 m)。$A_{2\text{-}2}$段，中值粒径平均为 18.0 μm，而 $A_{2\text{-}1}$均为 16.1 μm，反映风力由下而上明显减弱。由碳酸盐含量变化推测，这两段可能都具有一定的淋溶作用发生，碳酸盐由上而下呈增加趋势，虽然淀积层不似 S_0 明显，但与 A_1 相比，A_2 段较不稳定，其湿度有周期变化。从碳酸盐淀积深度推测 A_2 段降水较 A_1 段为多，在 $A_{2\text{-}1}$段 0.6 m 处和 $A_{2\text{-}2}$段的 1.0 m 处分别出现了<10 μm 低含量值，表明在这两点处风力有明显增大之迹象。

B 段(1.2～3.5 m)。为晚更新世晚期沉积(10.21～28.13 ka B.P.)，可与深海氧同位素 2 阶段对应。该段花粉浓度极低，粒度中值和平均值粒径分别为 17.10 μm 和 21.44 μm，与 A 段的 A_2 亚段接近。该段也可分为两个亚段 B_1 和 B_2。

B_1(1.2～2.5 m)，粒度的变化以低频高幅为特征，而 B_2(2.5～3.5 m)以低幅高频为特征。从碳酸盐含量来看，B_1 段含量高于 B 段平均值，相反 B_2 段含量均低于平均值。虽然两个亚段中碳酸盐在土体中均无明显移动迹象，但从含量推测，B_2 段较 B_1 段湿润。从年代内插可知，B 段大致与玉木冰期的最后一个冰段相当。从上述分析可知，虽然该时段黄土粒径粗、碳酸盐含量高，从整体反映风力加强，气候干旱之特征，但其早期却较晚期相对湿润。

关于寒冷期气候的干湿变化有不少人进行过研究。康建成[20]在研究甘肃地区黄土和西北冰川序列时也发现，在临夏北塬黄土剖面下伏河床相砾石层中，含有披毛犀等化石，而该阶地属倒数第二次冰期的冰水阶地，阶地上黄土底界为距今 150 ka 左右。在祁连山冷龙岭南坡倒数第二次冰期的冰水阶地上黄土沉积的年龄也与北塬剖面相应层相当。在天山乌鲁木齐河源，属于末次冰期冰碛垄的顶部也覆盖有黄土层。据王靖泰等对黄土土部土壤层的测年资料[21]，黄土层的形成时代为 9.17±0.4 ka B.P.。在天山博格达峰四工河流域，晚玉木冰期冰碛垄上覆有 3 m 多厚黄土层，年龄为 13.326±0.624 ka B.P.[22]。这些事实都说明冰川沉积形成后仍有黄土沉积，即冰川前进对应于冷期早期，而黄土沉积可延续至整个冷期，但冰川前进的事实却说明寒冷期干湿存在波动，早期相对湿润，而晚期相对干旱，而这种干旱性甚至可延续至下一暖期。有关青藏高原湖泊的研究也证明末次冰期晚期前半段较湿润，后半期干旱，18～16 ka B.P. 以后为极干旱期，如青海湖见底，柴达木盆地成为干盐湖[23~25]。在华北，古人类和孢粉的研究发现，距今 23～28 ka B.P. 为冷湿环境，23～13 ka B.P. 为干草原环境。在华东和山东也有类似的现象[26]。据周明富、周卫健等对陕西渭南北庄剖面的研究结果[27~28]，30～16 ka B.P. 为淤泥沉积期，该段中云杉球果和大量植物残体的年代为 26.1 ka B.P.，其上的次生黄土，年代为 14 ka B.P.。由此也证明末次冰期最后一个寒冷期的后期较前期为干旱，从前述对伊犁则克台黄土剖面 A、B 段分析不难看出，这种后期的干旱向全新世延伸以致黄土沉积一直延续到 3.6 ka B.P. 左右。中国和国外关于全新世沉积的研究也证明，在末次冰期结束后，黄土沉积要延续到 8.0～6.0 ka B.P.[29~30]。有趣的是 Rea. K. D 等在研究西北大

平洋风尘堆积时发现[31]，海洋沉积记录的最大风尘通量出现在 6.0 ka B.P.，由此推测作为粉尘源区的亚洲中部，该时期气候干旱，带状西风急流北缘在此时已北移至 44°～45°N，并在此之后又开始向赤道方向移动。这种推论与伊犁则克台黄土剖面所反映的沉积特征相符。由于伊犁地区地处 42°～44°N 之间，西风急流的向南退缩速度为 80 km/ka，因此从剖面粒度特征所反映风力减弱期较太平洋沉积反映的晚约 2.0 ka，推测约 3.6 ka B.P.，西风急流已移至本区南部，因而伊犁地区风力明显减弱。另一方面，在粒度代用气候曲线上，与 1.3 m 处小于 10 μm 含量出现低谷，即约在 11.0 ka B.P. 左右，黄土粒径值明显大于该阶段平均值，反映风力突然增强。推测该处记录的为 Younger Dryas 事件。

C 段(3.6～11.4 m)。该段就整体而言，粒度偏细，反映一个风力较弱的气候段(28.82～58.87 ka B.P.)，可与深海氧同位素 3 阶段对应。由孢粉分析结果可知，C 段花粉浓度不高，多小于 1.0 粒/g。据沉积特征的不同，该段又可细分为 5 个亚段，由上而下依次为 C_1、C_2、C_3、C_4 和 C_5。其中奇数亚段为间冰阶，形成弱成壤层，而偶数段与冰阶对应，为黄土堆积期。C_1(3.6～4.5 m)，对应于内插年龄 28.82～34.98 ka B.P.。该段沉积粒径偏细，<10 μm 含量波动于 36%～42%之间，碳酸盐含量较上覆黄土层高，反映该段风力弱，湿度偏低，具有较弱的成壤作用。

C_2(4.5～5.2 m)亚段，内插年龄 34.98～39.21 ka B.P.。该亚段沉积中值粒径波动于 15.02～16.66 μm 之间，较其上的 C_1(弱成壤层)为粗，<10 μm 含量平均值小于 38%，反映一个相对短暂的风力增强期。与 C_1 相比，C_2 亚段碳酸盐含量稍偏高，推测相对与 C_1，C_2 亚段湿度偏相差无几。

C_3(5.2～6.6 m)(39.21～45.22 ka B.P.)。该亚段碳酸钙含量明显高于 C 段平均值，中值粒径多介于 14～15.5 μm 之间，较上覆黄土为细，小于 10 μm 含量波动于 38%～43%之间，与 C_1 亚段相近，为间冰段中又一风力减弱的弱成壤。

C_4(6.6～10.0 m)，内插年龄为 45.22～55.55 ka B.P.。该亚段与 C_2 类似，粒径偏粗，其中值平均值为 16.31 μm，小于 10 μm 含量波动于 33%～38%之间，并具有由下而上变细之趋势。花粉浓度 0.13～1.0 粒/g，而且蒿属花粉含量大于藜科。与 C_3 亚段相比，该段碳酸钙含量偏低，反映风力增强，湿度较 C_3 亚段有所增加。除此之外，该亚段粒度指标所反映的气候波动以高频低幅为特征，和具有低频高幅的 C_3 明显不同，表明气候频繁波动。

C_5(10.0～11.4 m)，内插年龄 55.55～58.87 ka B.P.。该亚段为一较 C_1、C_3 更为稳定的弱成壤作用期，粒度的波动较小，小于 10 μm 含量多为 42%左右，碳酸钙含量平均达 20.2%，高于其上的黄土层，反映了风力减弱，碳酸盐化作用增强之特点。

在深海氧同位素曲线中，3 阶段为一偏暖阶段，它对应于北纬 60°夏季太阳辐射的增加。则克台 C 段气候波动的特征表明，在偏暖的间冰段中，冰阶较间冰阶湿度大，即相对于间冰阶，冰阶呈现出冷湿的特征，而且随着时间由老至新的推移，间冰阶湿度增加，因而在土体中碳酸钙含量减低。相反，冰阶湿度减低，对应于冰阶的黄土沉积中碳酸钙含量由低至高呈增加趋势，以至到最后一个冰阶 C_2 与间冰阶 C_1 的湿度相差无几。从而反映与寒冷期相反，温暖阶段后期较前期湿润。

D 段(11.4～18.5 m)。D 段以沉积速率高显著区别于 B 段(58.87～75.0 ka B.P.)，

相对于深海氧同位素第四阶段。该段黄土沉积的中值粒径平均为 16.91 μm，与 B 段接近并略偏低。与 B 段相比，碳酸钙含量偏低，因此从整体反映该段虽然沉积速率高，风力偏强，但却不及 B 亚段干旱。该亚段又可分为由上而下 D_1、D_2、D_3 和 D_4 等 4 个次级阶段。

D_1(11.4～12.9 m)，对应内插年龄为 58.87～62.09 ka B.P.。该段沉积中值粒径介于 16.5～19.12 μm 之间，平均为 18.0 μm，小于 10 μm 含量多小于 32%，而且高低波动频繁。花粉浓度 3.26 粒/g，以藜科和蒿属占优势，蒿属为 32.45%，藜科含量高达 52.9%。碳酸钙含量高于 D 阶段平均值。可见作为冰段向间冰段 C 段的过渡，在粒度上具有冰段特征，反映风力偏强的变化，而碳酸钙则具有间冰段特征，反映湿度偏低，植被以耐干旱的藜科为建群种。因此 D_1 作为过渡段显示干冷之特征。

D_2(12.9～13.9 m)。这一亚段(62.09～64.31 ka B.P.)与 D_1 不同，中值粒径较稳定地分布于 16～17 μm 之间，<10 μm 含量相对偏高。碳酸钙含量平均值也较 D_1 段为高。反映该时段风力较弱，湿度偏低。

D_3(13.9～15.9 m)。该段(64.31～68.62 ka B.P.)与 D_1 类似，中值粒径偏粗，但碳酸钙含量却低于 D 段平均值，反映了一个风力较强而且湿度增加的气候环境。

D_4(15.9～18.4 m)。该亚段(68.62～75.0 ka B.P.)沉积物中值多介于 14.5 μm 与 16.5 μm 之间，较 D_1、D_2 和 D_3 偏细。从碳酸钙含量来看，该阶段较 D_3 含量还低，反映较弱的风力和相对高的湿度。<10 μm 粒级含量波动于 36%～38%之间，虽然较 C 段的弱成壤层低，却较 D 段其他层高，推测为末次间冰期向冰期转变的过渡沉积。该段花粉浓度 1.04～2.01 粒/g，所分析四块样品除一块以藜科花粉含量占优势外，另外三块样品蒿属含量均高于藜科或蒿属与藜科花粉含量相近。它代表了一种相对冷湿的气候环境。D 段的特征进一步证明，寒冷期与温暖期的干与湿应分期而论。相对于同一气候段的不同亚时段，水热的配置方式有别。

王宗太[21]曾依据气候变化的传统方法，把冰川进退的气候过程看成简谱波(图 9-4)。

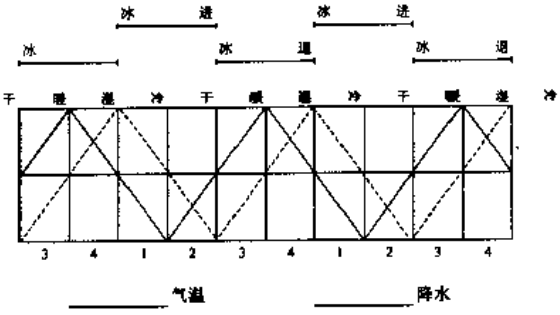


图 9-4 冰川进退的气候过程示意图
(引自参考文献[21])

一个简谱波周期包括冰进和冰退两个阶段，分为四个位相，冰进在 1、2 位相，冰退在 3 和 4 位相。假设气温和降水的位移为无阻尼同方向的自由振荡，位相差为 $-\pi/2$，即降水滞后于气温一个位相，并根据它们距平值的正负，分别划分成暖、冷、湿和干。由于降水对气温位相差为 $-\pi/2$，使冷暖与干湿变化的波峰及波谷互不重合，从而在一个周期内出现不同的干湿、冷暖组合。冰进始于冷湿，终于冷干；而冰退始于暖干，终于暖湿。上述 4 个阶段的依次交替，构成冰川的有规律的进退。当然这种韵律变化是一种理想的模式，实际上冰川的进退与气候变化的关系远较这一模式复杂，其周期及阶段的长度都会因各种因素的影响而不相等，但总趋势应该相同。则克台黄土剖面所反映的气候变化规律与上述模式有较高的一致性。Lamb 也曾于 1977 年提出[32]，每次冰期的早期，海面仍较温暖而引起中纬度降水量增多，每次冰期后期，由于从较冷海面进入大气的水汽减少，使大多

数纬度上降水量减少。周昆叔等对黄土高原孢粉的研究也发现，寒冷期首先出现喜冷湿的云杉针叶林，而后出现耐干旱的蒿藜草原。

E段(18.5～21.4 m)。该段可与深海氧同位素5阶段上部对应。并可分为E_1和E_2两亚段。

E_1(18.5～20.0 m)对应于5a阶段。该亚段中值粒径多低于E段平均值，小于10 μm含量为剖面最高，平均大于40%，最高可达51%。从该亚段碳酸盐含量来看，由上而下有逐渐增高趋势，推测该段降水较多，有一定的淋溶现象，并且风力较弱。

E_2亚段(20.0～21.4 m)，与E_1不同，E_2亚段粒径较E_1为粗，小于10 μm含量明显低于E_1，但中值粒径较E_1为粗，碳酸钙含量上部大于下部，可能与E_1层的淋溶作用有关。E_2段多数样品碳酸钙含量偏低，反映一个风力加大、气温降低、蒸发减少时期。花粉的浓度为0.53～2.25粒/g，孢粉组合中以蒿属和藜科占绝对优势，其中蒿属含量平均为41.5%，藜科为51.1%。该区段可与5b段对应。

综上所述，以则克台剖面为代表的新疆伊犁地区，近10万年来共经历了5个阶段的环境变化阶段，在5次大的气候波动背景之上又叠加有多次次级变化。

末次间冰期环境较末次冰期和冰消期为好，风力弱，湿度较高，气候存在明显的不稳定性。亚阶段E_1～E_2，风力变化明显，湿度也有差别。E_1(5a)亚段，风力很弱，土体的碳酸盐累积作用较强，表明较高的气温和较强的蒸发作用。在E_1亚阶段沉积后期，气温又有明显降低，而与E_2亚阶段环境相当。E_2亚阶段是末次间冰期中的风力明显增强时期，但由于温度降低，蒸发较少，因此土壤湿度偏高。末次冰期，风力明显强于末次间冰期，气候具有高度不稳定性，波动频繁。由于温度与湿度的波动存在相位差，所以即便是在同一气候段，水热组合表现为冷湿、冷干、暖干和暖湿多种组合和频繁变化。如在C段，C_1、C_3和C_5三个冰阶，风力较间冰阶C_2和C_4大，而C_5段湿度、沉积速率均高于C_1。按照风力的强弱与气候的冷暖变化，末次冰期可分出3个气候旋回，每个旋回都表现为风力的由弱到强，气温由高到低的周期变化。

全新世，其环境变化以早期较干，而晚期偏湿为特征。早全新世至中全新世，风力逐渐减弱，气候偏干，形成以粉尘堆积为主的黄土。晚全新世，湿度增加，成壤作用速率大于粉尘堆积速率，这与相邻地区全新世环境变化研究结果颇为相似。在相邻的天山尤尔都斯盆地的湖泊沉积研究揭示，晚全新世气候冷湿，湖泊为高水位，地层中出现高含量喜冷的云杉花粉[33]。从则克台剖面所反映的环境特征推测，晚全新世气候虽有波动，但与早、中期相比湿度增加，温湿组合以冷与湿的对应为主。

参考文献

1 Kukla, G. 等. 中国中部黄土地层学. 见：黄土、第四纪地质、全球变化(2). 北京：科学出版社，1990：115～133

2 Ding Z. L. *et al*. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. Quaternary Science Review. 1994, 13: 39～70.

3 赵景波. 关中平原黄土中古土壤$CaCO_3$淀积深度研究. 科学通报，1991, 18: 1397～1399.

4 孙东怀，安芷生，吴锡浩等. 最近150 ka黄土高原夏季风气候格局的演化. 中国科学(D)，1996, 26(5): 418～423.

5 中国科学院新疆资源开发综合考察队. 新疆第四纪地质与环境. 北京：中国农业出版社，1994.

6 文启忠，郑洪汉. 北疆地区晚更新世以来的气候环境变迁. 科学通报，1988, 33(10): 771～774.

7 Shackleton, N. J. et al. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: Relationship with global ice volume cycle, Quaternary Proceeding, 1995, 4:1～6.
8 Pakhomov. New data or palaeogeography of Loess-palaeosol series in Middle Asia, Doclady Acad, Nauk SSSR, 1983, 27:967～1072.
9 Deviatkin, E. V. *et al*. Lower Cenozoic of Mongulia stratigraphy and paleogeography. Nauka, Moscow, 1989: 213.
10 韩淑媛，袁玉江. 新疆巴里坤湖35000年来古气候变化序列. 1990，地理学报，45(3)：350～361.
11 王振海等. 新疆巴里坤湖15万年来环境演化及气候不稳定性记录. 人类与环境，第七届全国第四纪学术讨论会论文摘要汇编. 1997：127.
12 袁宝印等. 新疆巴里坤湖15万年古水文演化序列. 第四纪研究，1998，(4)：319～327.
13 顾兆英等. 末次间冰期以来新疆巴里坤湖蒸发盐的沉积纪录. 第四纪研究，1998，(4)：328～332.
14 林瑞芬，卫克勤. 新疆玛那斯湖沉积物氧同位素记录的古气候消息探讨－与青海湖和色林错比较. 第四纪研究，1998，(4)：308～318.
15 孙湘君等. 新疆玛那斯湖周围14000年以来的古植被古环境. 第四纪研究，1994，(3)：239～247.
16 叶玮，阎顺. 新疆阿尔泰山4.9×10^4a以来的环境变化. 见：中国科学院新疆地理所编，干旱区资源环境与绿洲研究. 北京：科学出版社，1995：168～172.
17 施雅风等编著. 新疆柴窝堡盆地第四纪气候环境变迁和水文地质条件. 北京：海洋出版社，1990.
18 潘安定. 新疆干旱区晚更新世以来的湿温对应关系的探讨. 干旱区地理，1993，16(2)：10～16.
19 潘安定. 北疆晚更新世以来植被与气候演化的初步研究. 干旱区地理，1993，16(3)：30～37.
20 康建成. 十五万年来中国西部冰川序列、黄土记录与环境演变关系研究. 博士论文，1992.
21 王靖泰等. 天山乌鲁木齐河源的冰川沉积. 冰川冻土，1981，3(增刊)：49～56.
22 郑本兴等. 天山博格达峰地区第四纪冰期探讨. 冰川冻土，1983，5(3)：123～132.
23 陈克造等. 柴达木盆地察尔汗盐湖沉积特征及古气候演化的初步研究. 中国科学(B)，1985，15(5)：463～473.
24 陈克造等. 四万年来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究，1990，(1)：21～31.
25 王富葆. 四万年来西藏南部湖泊的变化及其古气候意义. 见：中国西部第四纪冰川与环境学术会议摘要. 1989：55.
26 孔昭宸等. 中国晚冰期时的植被群. 冰川冻土，1980，2(4)：29～33.
27 周卫健等. 距今三万年来北庄村沉积序列的^{14}C年代学. 科学通报，1989，34(4)：1096～1099.
28 周明富等. 最近3万年北庄村剖面地层学与^{14}C测年. 见：刘东生主编. 黄土、第四纪地质、全球变化(第一集). 北京：科学出版社，1990：12～19.
29 王永焱等. 中国黄土的结构特征及物理力学性质. 北京：科学出版社，1990.
30 张宗祜，张之一，王芸生. 中国黄土. 北京：地质出版社，1989.
31 Rea, K. D. *et al*. Asia aridity and the zonal westerilies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the Northwest Pacific Ocean. P. P. P., 1988, 66:1～8.
32 Lamb, H. H. Climate: Present, Past and Future, Vol. 2. Methuen and Coltd London: 328～675.
33 叶玮等. 天山小尤尔都斯盆地全新世湖相沉积特征与沉积环境初步研究. 干旱区地理，1997，20(3)：13～20.

第十章　新疆西风区与其他地区末次冰期以来的气候事件对比

第一节　新疆300年来气候变化特点

位于北半球中纬度欧亚大陆中心的新疆是中国重要的黄土分布区，前人曾按沉积特征、物质来源的不同将新疆黄土分为3个亚区，即北亚区(天山北麓)、南亚区(昆仑山一阿尔金山北麓)和西亚区(伊犁地区)。为摸清伊犁地区古气候变化与其他两个亚区的关系，有必要从现代气候和古气候两个方面进行分析与对比。

一、不同黄土分布亚区现代气候特点

1. 北亚区

新疆四周为高山环绕，中部天山横亘，黄土北亚区乃指天山以北的广大地区。作为该亚区黄土主要物质来源的准噶尔盆地，海拔一般在600 m以下。盆地东高西低，从大西洋和北冰洋来的冷空气和水汽经由盆地西部缺口进入北疆。

北疆地区各气象台站近40年气候资料的统计分析表明：从50年代至80年代初，近30年来，北疆温度变化呈现为两峰和两谷，谷值出现在50年代末和60年代末至70年代初，峰值出现在60年代和80年代前期，即北疆气温30年来存在着4次冷暖波动，并且早期的冷暖变化振幅较后期大。第一次振动为0.67～1.83℃，第二次为0.38～1.13℃。近30年北疆降水则存在着两个明显的干湿变化周期，其中1952～1960、1978～1984为湿期，而1944～1951、1961～1977年为干期[1]。温度与降水的相关分析证明，北疆地区现代气候变化具有冷与湿、暖与干相对应的特点[2]。另据魏文寿对北疆1951～1990年温度与降水资料的分析发现，北疆地区现代气候变化具有明显的36年和9年周期[3]，近40年来北疆温度升高非常明显，从20世纪80年代至90年代降水虽有增加，但40年来湿润指数却出现降低的趋势，即现代气候具有越来越干之特征(图10-1，图10-2)。

2. 南亚区

新疆黄土分布南亚区，地处天山以南的南疆地区。该区西、南、北三面为高山高原围绕，中间是闻名于世的塔里木盆地，海拔均在1 000 m以上。与北疆相比，南疆年均温偏高，降水偏低。据袁玉江等对塔里木盆地周边山地及相邻地区48个气象台站近40年降水资料的分析，塔克拉玛干地区年降水具有7年的显著周期，其次为2.5～2.7年周期[4～5]。

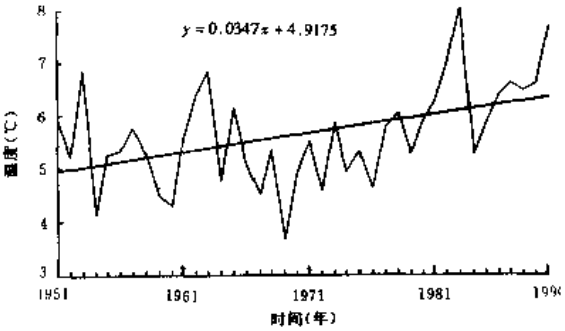


图 10-1 北疆地区年平均气温一次线性回归(引自参考文献[3])

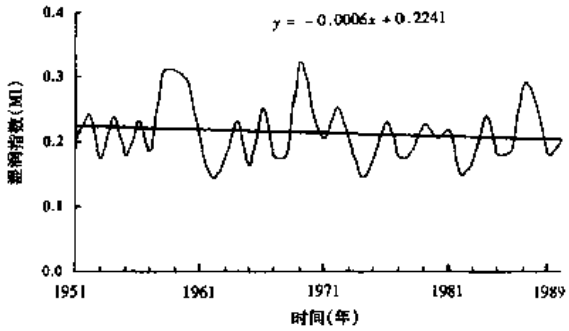


图 10-2 北疆地区湿润指数一次线性回归(引自参考文献[3])

40 年来共有 6 次干湿波动,其中 1961～1970、1976～1980、1984～1987 年偏少,而 1971～1975、1981～1983 和 1987～1990 年偏高。很明显,波动周期在缩短,振幅却在增加。就温度变化而言,也有 6 次冷暖波动,其峰值分别出现在 1964、1973 和 1980,谷值出现在 1967、1976 和 1987 年。从整体来看,1956～1990 年间,大体以 1977 年为界,以前偏冷,1977 年以后明显变暖。塔克拉玛干地区冬季温度和降水的对比分析计算结果表明,由于冬季温度的明显上升趋势,80 年代是近 30 年温度最高的 10 年,但该段降水却低于平均水平。对比冬季气温与降水距平值发现,自 20 世纪 70 年代初以来,二者呈现出明显的反向变化。将塔克拉玛干地区资料与相邻的甘肃、青海和北疆相比较发现,该区年温度与四季温度变化中,除夏季外,均与其他地区相似,与甘肃相关性最好,北疆次之。而年与四季降水中,只有春季才与北疆、青海、甘肃表现出较好的相关性,且在相邻的 3 个省、区中,又以和甘肃的相关性最好。近 30 年塔克拉玛干地区的夏季降水与年降水相关分析显示,二者具有较好的相关性,相关系数达 0.901,远远超过 0.001 的极显著水平。与之相对照,北疆地区夏季降水与年降水的相关系数为 0.704,明显不及塔克拉玛干地区。另一方面,塔克拉玛干地区夏季降水与夏季温度的反相关也强于北疆,其相关系数分别为-0.675和-0.503。

综上所述,北疆与南疆即新疆黄土分布南亚区和北亚区现代气候特点具有一定的差异。就周期而言,北疆波动周期长于南疆;就振幅而言,近 30 年来南疆气候波动振幅呈增大趋势,相反,北疆呈减少趋势。但不论北亚区还是南亚区,现代气候都具有冷多与湿、暖多与干相对应的水热组合特点。另一方面,南北疆及相邻地区温度的相关性高于降水,表明新疆对全球温度变化的响应较降水敏感,受地形等因素影响,降水变化比较复杂。

3. 伊犁地区(西亚区)

如图 10-3 所示,伊犁地区年平均温度相对于 30 年均值,1954～1961,1965～1977,1984～1986 年偏冷,其间的时段及 1987～1994 年偏暖。近 40 年来,伊犁地区最暖年为 1983 年(8.7℃),最冷年为 1954(5.1℃)。最大熵谱分析指出,近 35 年来(1961～1995),伊犁地区年均温具有 2,4.25,10～11 年的显著周期,此外还可能存在着大于 34 年的变化周期。年代与年均温的直线回归表明在 1953～1995 年的 43 年期间,伊犁年均温存在着

明显的增温趋势，增温率达 0.28℃/10a，显著水平为 0.002[6]。这与近几十年来，北半球乃至全国的增温趋势相一致[7]。

伊犁地区近 40 年来，冬季平均温度 1954～1957，1960～1961，1964～1979，1984～1986 年偏冷（图 10-4），其间的时段及 1987～1994 偏暖。最冷的冬季出现在 1969 年（-13.9℃），最暖的冬季发生在 1979 年（-4.8℃）。最大熵谱分析指出，伊犁地区 1961～1995 年，冬温变化存着 2 年及 10 年的显著变化周期。伊犁地冬季平均温度，在 1969～1993 年的 25 年期间，存着明显增温趋势，增温率达 1.6℃/10a，显著水平达 0.01，不难看出，冬季温度的增温率约为年均温增温率的 5.7 倍，比塔克拉玛干冬季温度的增温率相对于年均温增温率的比（3 倍）约大一半。这与全国、北半球的增温主要表现在冬季的事实相吻合。

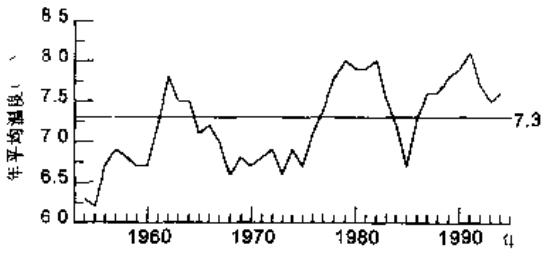


图 10-3 新疆伊犁地区年平均气温 3 年滑动平均曲线

从图 10-5 可见，伊犁地区年降水大致在 1954～1959，1968～1973，1979～1981，1986～1989，1992～1994 年偏多，而其间的 4 个时段偏少，降水最多年出现在 1987 年（472.9 mm），降水最少年发生在 1995 年（216.7 mm）。最大熵谱分析指出，近 35 年的年降水存在着 4.25 年的显著变化周期。

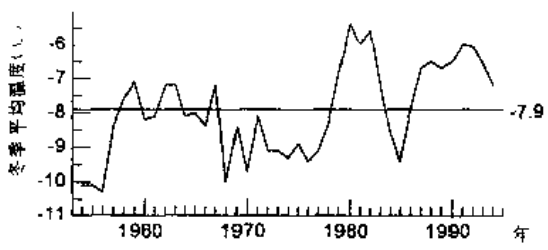


图 10-4 新疆伊犁地区冬季平均温度 3 年滑动平均曲线

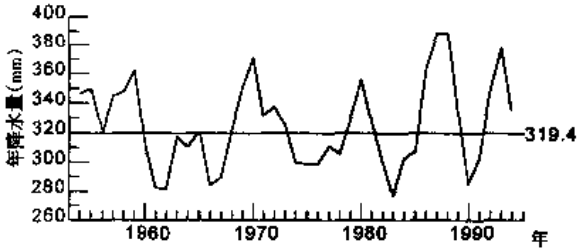


图 10-5 新疆伊犁地区年降水 3 年滑动平均曲线

计算 1961～1995 年伊犁地区年与四季温度、降水序列间的互相关可以发现：

（1）*就温度而言* 伊犁地区冬季、夏季、春季、秋季的温度与年平均温度均具有良好正相关性，相关系数分别为 0.632、0.505、0.463 及 0.450。均达到 0.01 的极显著水平，其中冬季达到 0.001 的相显著水平。这说明伊犁地区冬季温度对年平均温度的变化具有重要的影响。

（2）*就降水来看* 伊犁地区夏季、春季、冬季的降水与年降水具有很好的正相关性，相关系数分别为 0.745、0.734 及 0.602，它们超过了 0.001 的极显著水平。

（3）*温度与降水的关系* 主要表现在：①夏季降水与该季温度的反相关（$r=-0.552$，$\alpha=0.001$）；②冬季降水与春季温度的反相关，相关系数为-0.487，达到 0.01 的显著水平。

从表 10-1 可见，在最近的 3 个 10 年中，相对于 1961～1990 年的 30 年均值而言：①伊犁地区冬季 10 年平均温度，自 1966 年以来呈现出了明显的变暖趋势，其中，尤以最近 10 年偏暖最为明显。这种 10 年温度变暖趋势与除伊犁外的北疆其他地区，东疆地区（哈

密地区、巴州地区、吐鲁番地区)及南疆地区(阿克苏地区、克孜勒苏自治州、喀什地区、和田地区)相吻合,均是最后一个10年偏暖最明显。不同之处在于,伊犁在第二个10年1976~1985年平均冬温就已偏暖,而相对比的地区冬温距平为零或处于偏低状态。②伊犁地区夏季10年平均温度,自1966年以来,也表现出了增暖的趋势,相对于表10-1中的其他地区而言,变化趋势在第一、二个10年与北疆其他地区一致,最后一个10年与北疆及南疆相反。这表明了伊犁地区最近10年夏季温度变化的特殊性。③伊犁地区十年年平均温度距平,在1966~1995的三个10年中由-0.5℃经+0.2℃达到+0.4℃,表现出了增温趋势与北疆其他地区及东疆大致相吻合,而南疆地区最后一个十年,年均温距平为负值,与伊犁地区相反。④伊犁地区冬季及10年均温距平表明,最近的10年均是最偏暖的10年,以冬季偏暖的幅度为最大+1.2℃,年次之(+0.4℃),与南疆、东疆、北疆其他地区相一致。而最近10年的夏季温度,伊犁地区仍为正距平(+0.2℃),而南疆及北疆其他地却为负距平。

表10-1 伊犁地区冬季、夏季及年十年温度及距平与新疆其他地区的比较(单位℃)

区域		1966~1975	1976~1985	1986~1995
冬季	伊犁	-8.8 (-0.9)	-7.6 (+0.3)	-6.7 (+1.2)
	北疆	-14.2 (-0.9)	-13.3 (0.0)	-11.6 (+1.7)
	南疆	-6.2 (-0.4)	-5.9 (-0.1)	-4.5 (+1.3)
	东疆	-9.9 (-0.4)	-9.8 (-0.3)	-8.1 (+1.4)
夏季	伊犁	19.6 (-0.3)	20.1 (+0.2)	20.1 (+0.2)
	北疆	20.8(-0.2)	21.2 (+0.2)	20.9 (-0.1)
	南疆	22.6 (0.0)	22.9 (+0.3)	21.9 (-0.7)
	东疆	21.9 (-0.1)	22.0 (0.0)	22.1 (+0.1)
全年	伊犁	6.8 (-0.5)	7.5 (+0.2)	7.7 (+0.4)
	北疆	4.6 (-0.5)	5.2 (+0.1)	5.6 (+0.5)
	南疆	9.6 (-0.2)	9.9(0.1)	9.5 (-0.1)
	东疆	7.3 (-0.2)	7.5 (0.0)	7.9 (+0.4)

注:表中括号内的数据为温度距平;表中的北疆不包括伊犁地区

全球气候变化是一个不可分割的整体。任何区域的气候变化都要受到整体气候变化的制约。反过来,整体气候的变化又是各区域相互影响着的气候变化的综合体。整体与区域气候变化即有联系,又有区别。为此本文分析了伊犁地区气候变化与新疆、中亚(塔什干、奥伦堡、克拉斯诺伏斯克)、甘肃、青海及全国的相关性。

在$\alpha=0.01$的极显著水平上,伊犁冬季温度近35年来的变化与北疆其他地区、南疆、东疆、中亚、甘肃的冬温变化,具有很好的同步变化(表10-2),在$\alpha=0.05$的显著水平,还与中国的冬温变化具有较好的相关性。这可能和冬季,欧亚大陆被盛行蒙古高压盘踞,大气环流条件较为相近有关。其中和新疆其他地区、中亚相关程度较高。伊犁地区年均温,在$\alpha=0.01$的极显著水平下,由强到弱,与北疆其余地区、东疆、中国都显示出了良好的同步

性变化。在 $\alpha=0.05$ 的显著水平下，还表现出与甘肃、南疆、中亚年均温度变化的正相关性。

表 10-2 伊犁气候与其他地区的相关性

地区		北疆	南疆	东疆	甘肃	青海	中亚	中国
温度	冬	0.867*	0.610*	0.703*	0.457*	0.004	0.817*	0.408+
	春	0.810*	0.392+	0.522*	0.070	−0.378+	0.183	0.162
	夏	0.726*	0.299	0.570*	0.209	−0.070	0.314	0.147
	秋	0.850*	0.605*	0.821*	0.652*	0.325	0.412+	0.495*
	年	0.880*	0.421	0.692*	0.425+	−0.077	0.414−	0.629*
降水	冬	0.674*	0.273	0.423+	0.333	0.145		
	春	0.812*	0.341	0.373+	0.054	0.093		
	夏	0.576*	0.412+	0.372+	−0.029	0.119		
	秋	0.678*	0.048	0.025	−0.395+	−0.397+		
	年	0.744*	0.274	0.390+	−0.136	−0.101		
站数		29	25	15	34	38	3	330
样本数		35	35	35	30	30	24	30

注：表中北疆不包括伊犁地区；带 * 号的相关系数达到 0.01 的显著水平；带 + 号的相关系数达到 0.05 的显著水平。

伊犁地区的降水，在冬、春、夏、秋季及年均与北疆除伊犁地区以外的其他地区显示了良好的同步性变化，其中又以春季降水的正相关性最好，相关系数达到 0.812；与南疆相比，只有在夏季降水才表现出了一定的正相关性。同东疆对比则在除秋季外的其他季节及年，显示了一定的正相关性。而和甘肃、青海则只有秋季，降水才显示了一定的负相关性。

由以上对比可见：温度变化，以冬季、秋季和年，特别是在冬季，与相对比的大多地区，正相关性较好，特别是在冬季，反映了大范围气候变化对伊犁地区的影响，而夏季则完全显示出了伊犁地区独特的变化特点。就降水而言，则显示出了在年与四季和北疆除伊犁外的其他地区的良好的同步变化，其次和东疆有一定的相似性，而与南疆、甘肃、青海地区的相关性很小。

二、近百年来中国与全球气候变化

据有关专家[8]对中国近百年来气温变化的研究，20 世纪初中国气温偏低，其后持续增温，至 40 年代达到最高，之后气温又逐渐下降，到 70 年代达到最低，70 年代以后，气温又持续上升。由图 10-6 可以看出，尽管存在波动，近百年来增温趋势明显。据计算，19 世纪末至 20 世纪 40 年代，增温约 1.24℃，70 年代以后增温约 0.29℃，这表明，增温率前半世纪高于后半世纪。近一个世纪中国气温变化以冬季增温高于夏季为特点，即气候的变暖表现为冬季温度的升高。叶笃正等曾计算过中国东部 100 个观测站年干旱与年湿润指数，其结果干旱指数呈明显的波动上升趋势。相反，湿润系数呈波动性下降趋势，尽管湿润指数的下降趋势不如干旱指数的上升那样明显[9]。

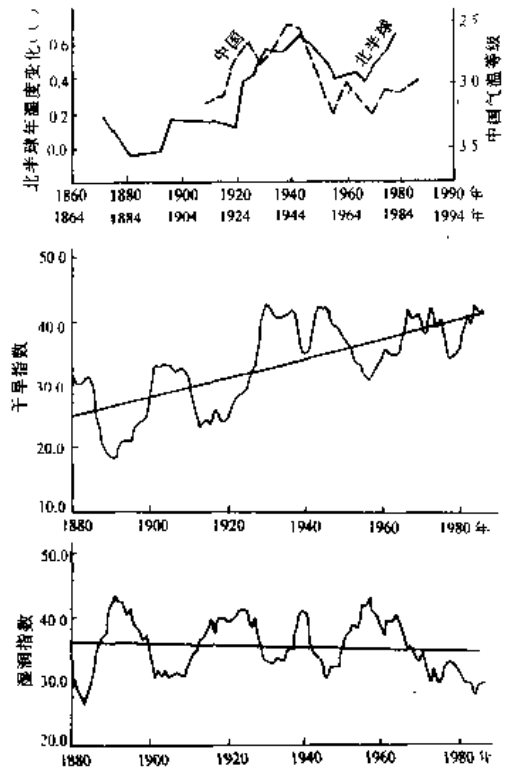


图 10-6 近百年来中国平均温度变化与中国东部干旱湿润指数(引自参考文献[9])

近百年来全球平均温度序列显示,19 世纪 80 年代至 20 世纪 40 年代,全球气温呈波动式上升,40 年代开始波动式下降,并于 60 年代降至最低值,其后气温又上升。就整体而言,近百年全球气温呈上升趋势,增温约 0.5℃。降水在不同地区变化趋势不尽相同。如近百年来中高纬度地区降水增加,而北半球亚热带地区降水减少。虽然也有人根据资料分析认为近百年全球有变湿趋势[10],但不得不承认,降水远较温度变化复杂得多。

将新疆地区现代气候变化与全球变化和中国东部变化比较后不难发现,近代气温的升高具有较高的一致性,即新疆温度变化对全球变化具有明显的响应。北疆地区湿润指数的变化与中国东部基本同步。就新疆地区而言,温度升高与湿润指数的降低相对应,反应现代气候具有变干趋势。而且这种变干的趋势在伊犁地区和北疆较南疆更为明显。这是由于南、北疆受不同的环流系统控制的结果。冬季全疆乃至东部季风区都在蒙古高压控制下,因而温度的变化同步性较好,而夏季,影响上述地区的环流不尽相同,东部为夏季风控制,北疆主要为西风环流控制,而南疆介于二者之间,所以差异较大。

三、历史记载与树木年轮所反映的气候变化

1. 伊犁降水序列于相邻地区的对比

据伊犁地区 5 个年表序列重建的该区 314 年降水长序列(图 10-7)显示,300 多年来,伊犁地区的降水经历了 4 次干湿波动,其中 1756～1777、1816～1860、1893～1928、1944～1984 年为偏干时段,而 1695～1755、1778～1817、1861～1892、1929～1943 年为偏湿时段[11]。另外根据有关专家对伊犁河流域历史时期径流深度丰枯期分布特征的研究,从 1818～1990 年,伊犁河流域共有三个枯水期,两个丰水期,1818～1870、1888～1923 年和 1960～1990 年为枯水期,1871～1887 年和 1924～1959 年为丰水期[12]。其中的枯水期大致与用树木年轮重建的降水序列偏干期对应,而丰水期大致与湿润期相对应。

伊犁地区与北疆降水序列进行对比发现,二者具有一定的对应关系(图 10-8)。如北疆 1721～1760 年的偏湿期与伊犁 1695～1755 年偏湿期对应。北疆 1780～1805 年和伊犁 1778～1817 年的偏湿期对应[13]。

与北天山乌鲁木齐河流域气候序列及冰碛测年年表相比,二者既有相似处,也有许多

不同。康兴成通过乌鲁木齐河流域6个树轮样本分析重建的该流域的降水序列显示[14]，近几百年来共有5个干湿变化期，其中1638～1644、1703～1763、1195～1814、1901～1954年为湿润期，其中1703～1763、1795～1814年大体可与伊犁地区的1695～1755年和1778～1817年的湿润期相对应。

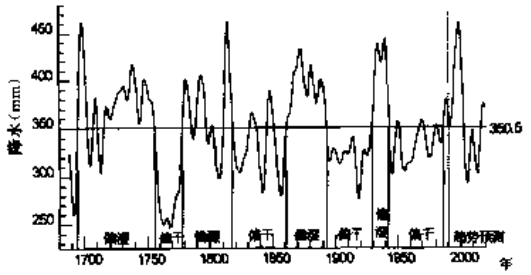


图10-7 伊犁地区6月至翌年5月重建降水低通滤波曲线

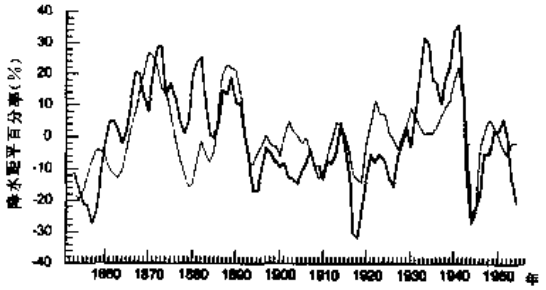


图10-8 伊犁重建降水(实线)与北疆重建降水(虚线)距平百分率三年滑动平均值的比较

前苏联科学院地理研究所的O. H. 索洛明娜等曾根据树木年轮和对冰碛系列的地衣测年资料重建了天山图尔盖-阿克苏河谷近380年的降水序列[15]，提出几百年来该区降水存在着明显波动，峰值在1670、1720、1750、1770～1790年和1830年，其中的1720、1750、1770～1790年几个峰值在伊犁地区的重建降水曲线中都有反映。另据V. Aizen等对前苏联中天山300年来冰川气候各分量的重建模型(该模型建立在过去300年树木年轮降水序列重建的基础上，重建降水的误差为5%)，19世纪中叶，在2 800 m高度上的降水仅150 mm[16]，为一干旱期，其原因主要是该时段中亚地区西伯利亚高压的影响加强，致使气旋进入山地内部的概率减小，导致降水减少，冰川后退。同时，晴天增多，夏季气温升高，冰川融化，冰川径流增加。随着19世纪末"小冰期"的结束，虽然20世纪初，经向环流为纬向环流代替，夏季，在带状西风作用下，较多的气旋运移进入山地内部，云量增加，降水增多，冰川融化减少，夏季温度降低，但自19世纪末以来全球气温的上升抵消了这种变湿的趋势。

在伊犁地区重建降水序列中，19世纪末至今，除在20世纪30年代至40年代出现短暂的湿润期外，干旱持续近一个世纪。从而和O. H. 索洛明娜在东普里伊塞克建立的降水曲线在相应时段降水的减少相一致。据实测资料中亚东南部在该段也以负距平占优势。可见，这种全球升温使气候变干的影响在中亚和伊犁地区都有反映。

由此可见伊犁地区的干湿变化既与相邻地区(中亚、北天山和天山北麓)存在着一定的共性，又具有自己的独特性。这正是伊犁地区所处的独特的地理位置决定的。

2. 冷暖变化与干湿变化的关系

在袁玉江、王承义等[13,17]对北疆500年降水和温度的重建研究发现，温度与降水呈明显的负相关关系。这与北疆近30年实测资料的研究结果颇为一致。特别是在小冰期的冰进阶段，相关系数最高可达-0.793，显著水平达到0.001。从伊犁实测资料的分析结果以及与北疆降水序列的对比推断，受类同大气环流系统控制的伊犁地区虽因地形的影响其气候变化和北疆略有不同，但内陆西风带型冷与湿、干与暖相对应的水热配置模式应

该相同，这从历史记载中也可找到佐证。

据中国历代天灾人祸志记载，1796 年左右的 10 余年间，北疆阿勒泰、塔城及伊犁等地是降水丰盛期，在此时段，北疆温度重建序列中多为负距平，最低达-45%；1766 年，“伊犁，屯田回部，旱灾”，据王承义对伊犁地区 250 年温度序列的重建[18]，这年温度距平百分率为 36%，而重建值降水偏少 25.5%；1910、1916 年大旱，对应距平分别为 36%和 76%；1933、1943、1948、1950 年等大旱年，温度距平值都大于 80%，属暖年。另据新疆维吾尔自治区气候历史资料，1766 年伊犁为干旱，重建降水偏少 14.6%，由于重建降水时段为上年 6 月至当年 5 月，故 1766 年的干旱在 1767 年重建值上也有反应，降水偏少 25.5%；1917 年，伊犁，“此地上年歉收，今年又久旱无雨，粮价奇昂，且无里籴处，贫民恒不得食”，与之相关的 1916～1918 年的重建降水分别偏少 27.4%，31.3%及 31.6%；1943 年大旱，伊犁特克斯、巩留、伊宁田苗干枯成灾或全部旱死，相应重建降水偏少 20.9%。相反史料 1888 年记有：“伊犁冬雪，至大果子沟，尚深丈余，该年重建降水偏多 7%；1936 年，“伊犁地区蒙、哈冬窝草场，本年落雪甚深，并落雨一次，以致遍地凝成冰，牲畜无法吃草”，相应 1937 年的重建降水量偏多 30.1%；1941 年伊宁，“银塔木村计五户地亩于 7 月间地中涌出泉水”，这说明地下水位升高了，应和前几年山区降水多有关，对应 1939～1941 年降水重建值分别偏多 33.4%，42.9%及 30.9%；综上所述，冷常与偏湿润期对应，而暖与干相对应。

3. 气候变化趋势

从目前不同区域的研究成果来看，结合重建降水序列干湿变化规律的分析，作者倾向于小冰期以来，伊犁地区气候具有明显的逐渐干暖化趋势，其证据如下：

(1) 干湿期持续时间的变化　从伊犁地区 314 年降水序列可知，自 18 世纪初至今，该区存在着明显的干湿波动。如表 10-3 所示，自 18 世纪至今湿润期明显缩短，最近一个

表 10-3　新疆伊犁和巴里坤地区小冰期以来冷暖、干湿变化阶段对比

地区	湿期	持续时间(年)	干期	持续时间(年)
伊犁	1695～1755	60	1756～1777	22
	1778～1817	39	1816～1860	45
	1861～1892	31	1893～1928	36
	1929～1942	13	1943～1984	42
地区	**冷期**	**持续时间(年)**	**暖期**	**持续时间(年)**
巴里坤*	1715～1770	56	1771～1787	17
	1788～1815	28	1816～1836	21
	1837～1891	55	1892～1915	24
	1916～1930	15	1931～1985	55

* 巴里坤湖资料摘自参考文献[19]

湿润期所占时间还不足早期的 1/4；虽然干旱期变幅较小，但也有增长趋势。特别是 300 多年来在不同期的干湿波动中，二者的比率逐渐增大。第一波动期，湿与干之比为 3∶1，第二、第三期为 1∶1，第四期为 1∶3。除此之外，干湿波动的幅度也趋于变小。因此从整体上反映 300 多年来该区有逐渐变干趋势。与之相对应王承义对伊犁温度序列的研究揭

示自1730年至今有4个暖期，18世纪60年代至今的200多年中，冷暖变化为直线函数并具有正斜率，即200多年来具有变暖趋势[18]。与伊犁地区类似，在北疆东部有关温度的研究也得出类似的结论，即暖期增长，冷期缩短[19]。

(2) 冰川的进退　小冰期以来冰川的进退也是相应时段气候变化的最好验证。王宗太在研究大西沟小冰期冰碛后指出[20]，大西沟的冰川自小冰期以来减少了43.9%，零平衡线上升了134 m，冰储量减少了36.3%，地表径流也减少了14.0%～14.6%。而且冰川的规模一次比一次小。就冰川前进与退缩延续时间的比例而言，也反映了同样的趋势。自1661～1860年天山有两次冰退，冰退期暖年出现的频率一次比一次增大，同时，冰退期也在增长。

(3) 湖面波动　小冰期以来新疆天山南北的许多湖泊都表现为湖面缩小，有些甚至干涸。据有关研究天山东部的巴里坤湖500年来四次湖面下降，湖面积缩小，北湖已干涸，南湖也演化为咸水湖。事实上巴里坤湖60 cm浅滩湖相纹泥综合气候指标分析也表明自1 200 a B.P.以来，气候在波动中过渡到1470～1544年暖干期，表现为纹泥中自下而上石膏与芒硝逐渐增多，直至形成厚达36 cm的芒硝层[21]。从另一方面反映干旱程度在逐渐加剧。地处天山中部的伊塞克湖湖水位自历史时期以来也明显下降[22]。罗布泊、艾比湖等平原湖泊的缩小虽与人类活动有关，但也不能完全排除气候变干的可能性。

第二节　末次冰期以来地质记录的区域对比

一、天山南北地质记录

1. 晚更新世地质记录

李保生和金炯曾对塔克拉玛干南缘的沙山地层进行过研究，建立了普鲁剖面(图10-9)。该剖面含有22层风成沙、4层黄土、20层砂砾和1层生草层，能较好地反映距今66.7±3.3 ka黄土南亚区古环境的变化。普鲁剖面沉积特征和地球化学特征的变化指示，66.7～63.0 ka B.P.期间，塔克拉玛干南缘气候波动不明显，故地层中虽有沙与黄土交替出现，但其粒度中值变化不大仅在微砂与粗粉砂这一窄小范围波动，而未能像较湿润的鄂尔多斯地区那样具有明显的风成沙、黄土和古土壤岩相带移动。而自63.0 ka至今，地层中未见黄土沉积，仅有不厚的几层砂砾夹层，反映该区自末次冰期以来气候持续干旱[23,24]，但普鲁剖面中几层砂砾夹层的出现也证明，气候有波动。据绝对测年资料[25]，几层砂砾层的年代分别为66.7～63.0 ka B.P.、45.9±2.3 ka B.P.、43.6±2.1 ka B.P.、54.5±2.7 ka B.P.和31.0±1.5 ka B.P.。在阿尔金山北麓54 m厚剖面中，中间有大约30 m的冲坡积砂土砾石层，其上下为风层沙。砂土砾石层中间的两个测年数据分别为37.2±1.05 ka B.P.和59.7±2.9 ka B.P.，反映持续干旱的气候变化中存在湿波动。从上述波动的年代可知，除末次冰期早期的湿波动外，它们多位于末次间冰段中，反映极干旱背景下较为微弱的暖与湿的对应关系。

除伊犁之外的北疆地区，虽有不少第四纪古环境研究成果，但尚缺少一个研究较为系

统的末次间冰期以来地层剖面，从而为对比增加了困难，相比较而言，柴窝堡湖 CK-1 孔对末次间冰期以来的环境记录略为详尽。由于缺少绝对测年资料，晚更新世界限据古地磁和氧同位素界限而推得（图 10-9）[26]。该孔晚更新世以来的沉积共分为四组。第四组，孔 42.4～34.64 m 为湖相组，沉积物岩性为青灰色亚粘土和灰黑、灰绿色粉质轻粘土。据孢粉分析，该段孢粉十分丰富，花粉以灌木与草本占优势。藜科和蒿属花粉平均占1/3，麻黄达 20%，还有菊科、蓼科、十字花科、禾本科、莎草科、琵琶柴、沙拐枣及水生植物香蒲等，乔木植物花粉最高可达 11.5%，平均占 5.1%，以云杉为主，桦木次之，并有少量榆、杨、柳，反映植被以草原与荒漠草原为主。据孢粉数量的变化可进一步分出不同的草原与荒漠草原交替变化过程。如在 37～40 m 层段中间部位，喜湿的莎草科花粉达 8.7%～21.8%，云杉花粉达 10%，藜与蒿为低谷，菊科、禾本科、蓼科、十字花科等反映较湿环境的种属花粉都具有一定数量，揭示较为湿润的气候事件的存在。该段对应于末次间冰期，上部大致与则克台 E1 和 E2 相当。

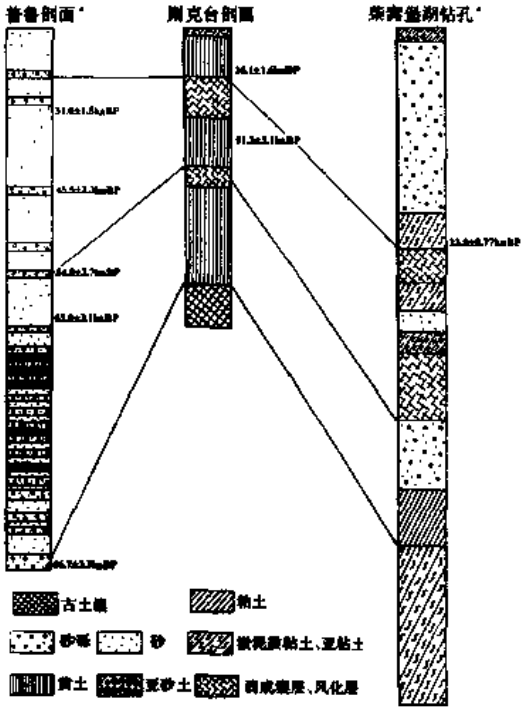


图 10-9　新疆末次间冰期以来地层剖面对比示意图
（普鲁剖面和柴窝堡湖剖面引自参考文献[23]和[26]）

孔深 34.64～23.35 m 为第三组，属冲洪积相组，可与末次冰期早期段对应。最下部是一粘土层，厚 3.1 m，最上面为一古风化层，厚 4.7 m，中间夹有一层厚约 3.5 m 的砂砾层。据孢粉分析，从末次间冰期转换至末次冰期早期，气候是较为湿润的，故而 34.6～31.3 m 处的粘土沉积应为间冰期向冰期转换的过渡期沉积。第三组大体可与则克台 D 段对应，上述过渡期沉积所揭示的环境与 D_4 相当。

第二组（23.35～13.4 m）为湖相沉积，上部 ^{14}C 测年为 23.8±0.77 ka。该段以细粒的粉砂、粘土沉积为主，未出现粗粒沉积。该组最下部及三组最上段孢粉分析指示，藜蒿总量达 50%，且藜多于蒿，反映较干旱的荒漠草原环境。20.6～14.6 m 孢粉含量较丰富，藜蒿仅占 23.4%，禾本科占 14.1%，反映环境相对湿润。该段大体相当于末次冰期中的温暖期所反映的环境与则克台剖面 C 段相似。第一组（13.4～0.7 m）为砂砾石沉积，该段可与则克台 B 段对应。

2. 全新世地质记录

关于全新世国内外已有大量的研究成果。在时代上通常将全新世三分，即早全新世、中全新世和晚全新世[27～29]。根据全新世温度的变化，全新世又被划分为升温期、降温期和大暖期[30～31]。随着测年技术的不断改进，测年精度日益提高，有关全新世底界和全新

世不同时期的界限因时因地而异，对于全新世各阶段古气候特点的认识也随着各种古气候代用指标的运用和高分辨率时标的建立而不断深化。特别是近年来极地冰芯和海相沉积的研究结果表明，过去认为与气候剧烈波动的末次冰期相比，相对稳定的全新世气候也是不稳定的，而且变化相当复杂[32~37]。

在国内，有关全新世的大量研究成果主要集中东部季风区，对于地处干旱内陆西风区的新疆北部地区的研究则相对薄弱，特别是对该地区全新世气候的水热组合形式争论较为激烈。有人认为，与东部季风区类同，全新世北疆地区水热组合为暖与湿、冷与于的对应[38~40]；而另外有些人却提出，天山及其以北地区，全新世气候波动主要表现为冷与湿和暖与于的组合[41,42]。

(1)阿尔泰山山地的湖沼沉积　根据有关研究，大罗坝盆地是我国阿尔泰山中部中山带的一个小型山间盆地，海拔2 100 m，年降水量 650～850 mm。盆地中深 3.2 m 的人工剖面按沉积特征的不同可分为上下两部分：下部为沙砾石层，上部为粘土与泥炭互层[43]。根据剖面距地表 80 cm 深处泥炭^{14}C测年结果(7 009±88 a B.P.)和孢粉分析推测，128 cm 以上的沉积为全新世沉积，80 cm 以上为中全新世以来的沉积。从花粉组合推测，早全新世该区为荒漠草原景观，年降水量 200～300 mm，仅为现代降水的一半。7 000年左右，以云杉、松和落叶松为主的针叶林在研究区内繁盛，推测当时大罗坝地区的年平均温度比现在高约 3℃，年降水量与现代相近。7 000年以来气候存在多次波动，据孢粉组合可

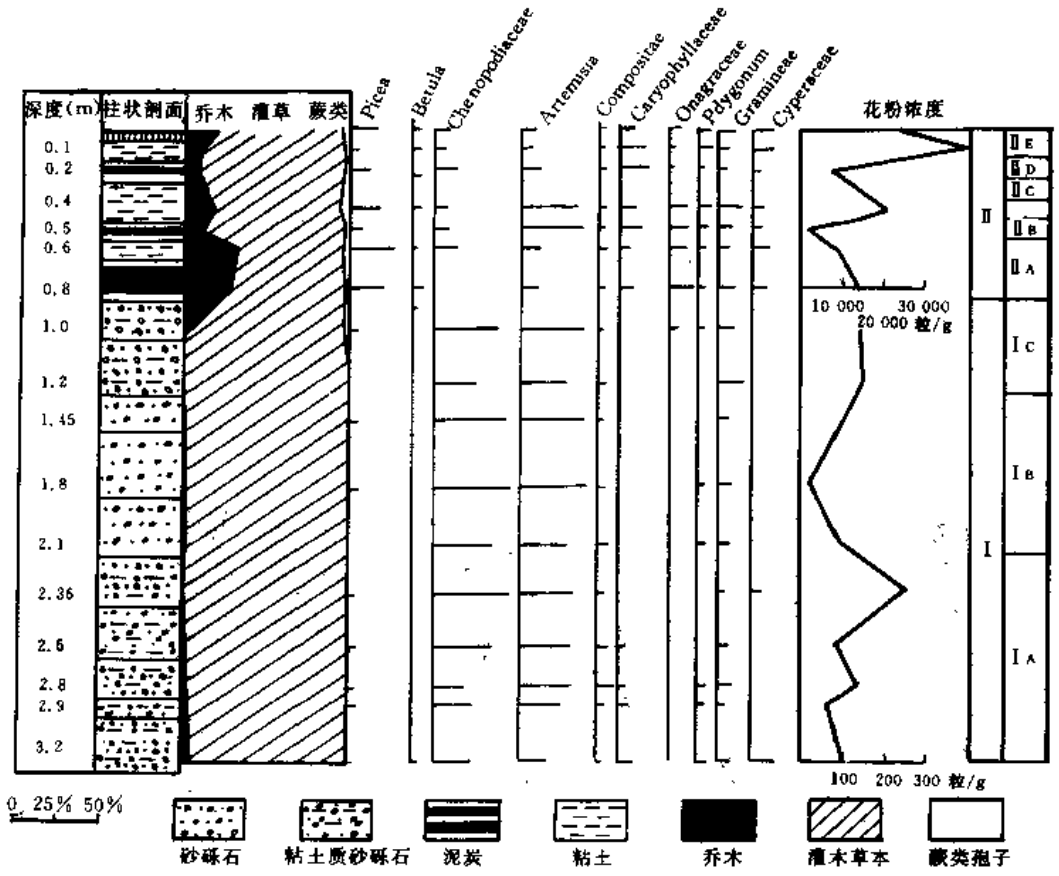


图 10-10　阿尔泰山大罗坝剖面孢粉图谱

划分出两个干旱期和3个湿润期。湿润期花粉浓度高(平均大于10 000粒/g),植被为森林草原;干旱期花粉浓度低(平均小于5 000/粒 g,最低仅为1 600/粒 g),森林衰退,耐旱草本植物增加,植被覆盖度明显降低[44](图 10-4)。

从现有^{14}C测年资料可知,阿尔泰山地区泥炭的形成时代主要集中在全新世中期,而且大多数样品年龄位于6 000～2 500 a B. P. 之间(表 10-4),早全新世和2 000 a B. P. 以来泥炭很少,从另一侧面反映就整体而言,早全新世较为干旱,环境相对稳定;中全新世以来气候总体较以前湿润而且干湿波动频繁。

表 10-4 阿尔泰山区泥炭^{14}C年龄

样品号	地点	厚度(cm)	取样深度(cm)	海拔(m)	^{14}C(a B. P.)
89-阿-C_1	加什卡拉盖沟	10-15	40	1 900	2 487±90
89-阿-C_2	大罗坝	7-15	95	2 020	4 357±65
89-阿-C_3	大罗坝	10-20	115	2 020	4 850±100
89-阿-C_4	大罗坝	10-20	75	2 020	3 508±63
89-阿-C_5	森塔斯	10-15	20	1 900	1012±75
89-阿-C_6	大罗坝	10-15	80	2 020	7009±88
90-阿-C_2	大罗坝	30-40	20	2 020	3820±110
90-阿-C_3	小东沟	5-10	105	2 100	2 610±80
90-阿-C_6	小东沟	5-10	40	2 100	7 720±130
90-阿-C_7	新金沟	20-30	200	1 700	5 220±105
90-阿-C_8	美丽克赛	20-30	80	2 000	4 520±90

(2) 天山小尤尔都斯盆地 小尤尔都斯盆地是中国天山内部的一个高位山间盆地,盆地中出露有大片湖相沉积。厚 2.4 m 的天然剖面位于盆地西北部,地理坐标 84°38′E,43°05′N,海拔2 500 m。按沉积特征的不同,该剖面可分为 3 个沉积段(图 10-11),上下两段为湖相粘土质粉砂与粉砂沉积,中间一段为沼泽相泥炭沉积。据泥炭层偏上部样品的^{14}C测年结果,其年代为4 155±115 a B. P.,由此推测泥炭层以下的湖相沉积为早、中全新世沉积。从粒度特征可知,下段沉积物以粘粒含量高、分选差而不同于其上的泥炭层和湖相粉砂层,它与上覆的泥炭层组成了由下而上平均粒径由细变粗的湖退沉积序列,记录了该区湖泊由深到浅的逐渐衰亡过程。有关湖泊的研究揭示,在中高纬地区在冷暖交替的气候背景下,湖泊水面变化表现为冷期为高湖面和暖期为低湖面,地处西风控制地区的

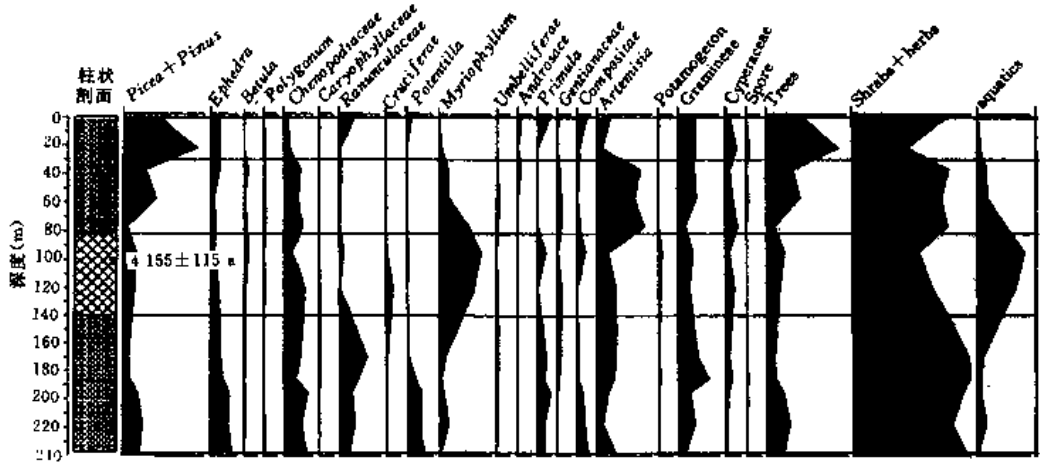


图 10-11 天山小尤尔都斯盆地湖相沉积剖面孢粉图谱

湖泊大多服从这种变化规律。特别在干暖的气候条件下，干旱区内陆湖泊普遍存在收缩现象[45,46]。下段花粉组合中灌木和草本占优势(64.5%～82.4%)，木本花粉平均含量仅10.9%，而且耐旱的藜科和蒿属花粉含量较高，蒿属与藜科花粉比小于1。中段花粉组合中出现了较高含量的狐尾藻和眼子菜，代表沼泽草甸植被。反映该区早全新世至中全新世晚期暖干的气候背景，因此湖泊收缩变浅，沼泽发展。4 000 a B. P. 以来，盆地又一度为湖泊占据，湖周山区阴坡发育成片的云杉林，因此具水平纹层的湖相沉积样品花粉组合中出现了较高比例的木本植物(25%～54.7%)、水生植物(6.8%～22.3%)和代表高湿低温环境的草本植物(禾本科、菊科和蒿属等)，蒿藜比最高可达3，指示了相对冷湿的气候环境。根据纹层厚度推测，湖泊再度干涸、现代干凉气候的形成不会早于2 000 a B. P.。

(3)玛纳斯湖　玛纳斯湖位于准噶尔盆地西部，是源于天山的玛纳斯湖的尾闾湖。90年代初，中国科学院广州地化所与法国南巴黎大学联合对玛纳斯湖进行了考察，在玛纳斯湖盆中心钻取了3.5 m长的沉积柱样。孙湘君等对该孔孢粉沉积速率的研究表明，4 200 a B. P. 来在花粉比基本稳定的情况下，玛纳斯湖花粉沉积速率达到剖面最高峰且高低变化很大，有数次大起大落[40]。林瑞芬等对沉积柱样品碳酸盐的 $\delta^{18}O$ 记录进行了研究后发现，玛纳斯湖与地处季风区的青海湖的 $\delta^{18}O$ 曲线变化趋势存在差别[47]。13 000～9 500 a B. P.，玛纳斯湖 $\delta^{18}O$ 值呈稳定上升趋势，而青海湖却在剧烈的波动中大幅度下降；9 500～6 000 a B. P.，玛纳斯湖与青海湖类同，$\delta^{18}O$ 曲线锯齿状波动并呈增加趋势；6 000～4 000 a B. P.，玛纳斯湖出现了两次 $\delta^{18}O$ 值的大幅度负向漂移；4 000～1 000 a B. P.，$\delta^{18}O$ 值又在频繁的波动中逐渐降低，而青海湖6000年来呈稳定上升趋势。从图10-12不难看出，玛纳斯湖 $\delta^{18}O$ 曲线反映早全新世至中全新世中期该区气候相对稳定，其间也有一些波动，但远不及6 000年以来频繁，而且波动幅度小。

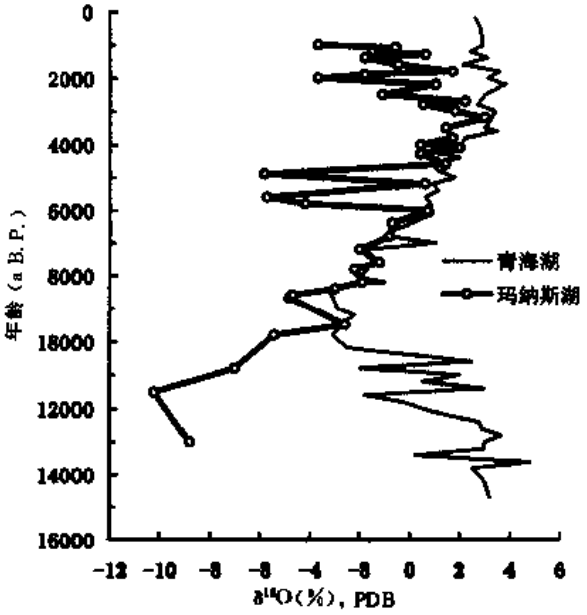


图10-12　玛纳斯湖和青海湖沉积 $\delta^{18}O$ 曲线(据参考文献[47]改绘)

一般而言，$\delta^{18}O$ 值向负向漂移指示气候转向湿润。玛纳斯湖 $\delta^{18}O$ 曲线13 000～6 000 a B. P. 段呈逐渐上升趋势，指示该区气候偏干；6 000～1 000 a B. P. 曲线向负向漂移，指示气候偏湿且于湿波动较剧烈。

(4)巴里坤湖　韩淑媞等曾对天山东段的封闭型湖泊巴里坤湖ZK00A孔进行了细致的沉积学、地球化学、古生物学和年代学等方面的研究[41]。根据研究成果，该孔2.51 m以上为12 000年以来的沉积。按沉积特征、地球化学指标、孢粉分析和氧同位素测定结果，结合年代资料和树木年轮分析，将12 000年来的气候分为暖干、冷湿等不同的气候段。12 000～7 000 a B. P.，水热组合以暖干为主，样品孢粉浓度低(图10-13)，花粉组合中耐

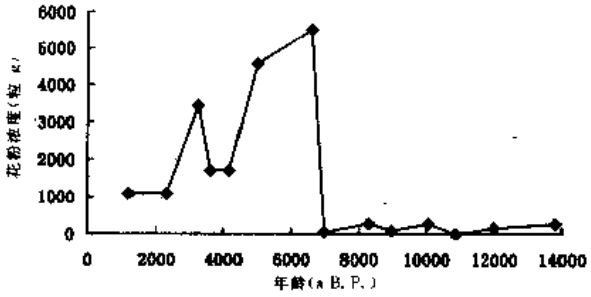


图 10-13 新疆巴里坤湖 ZK00A 孔花粉浓度变化

干旱的黎科和蒿属占优胜，木本花粉含量很低，虽然在8 000 a B. P. 左右有一次冷湿波动；7 000～3 640 a B. P.，前期较湿润，沉积物中花粉含量急剧增加；后期，气候又向暖干方向演化，花粉浓度迅速降低；3 640～2 300 a B. P.，为冷湿期，形成了黑色的淤泥沉积，花粉浓度也相应增高；2 300年以来，除小冰期的冷湿波动外，气候暖干。但从花粉浓度分析，与早全新世相比晚全新世相对湿润。

(5) 冰川沉积　全新世高温期气候转暖，天山冰川退缩，在乌鲁木齐河上游留下了一系列印迹。据前人研究，望峰冰碛表层黄土的^{14}C年龄为9 170±141a B. P.，另有气象站附近的两道终积垄的^{14}C年龄分别为5 680±150 a B. P. 和4 080±141 a B. P.[48]。结合地衣的研究，陈吉阳认为全新世天山冰川至少有 4 次重要的前进，分别发生在距今5 700、4 100、2 800年和 403～74 年间[49]，而最后的小冰期又包括三次冰进。在天山东段的巴里坤山区，保存有极为完整的冰碛垄，它们分别代表了该地区全新世以来的五次冰进，其年代为10 084 a B. P.、8 000 a B. P.、5 000 a B. P.、3 000 a B. P. 和 16～19 世纪[50]。反映了山区不稳定的全新世环境。

(6) 黄土沉积　从伊犁则克台黄土剖面黄土粒度曲线可以看出，13 000年来伊犁地区黄土粒度组成中小于 10 μm 含量在波动中增加，反映西风风力不断减弱。11 000～10 000 a B. P. 有一次明显的风力增强事件，可能代表寒冷的 Younger Dryas 事件。除此之外，在8 000 a B. P. 和4 600 a B. P. 左右还出现了两次以小于 10 μm 含量减少为标志的风力增强事件。该区地带性土壤为灰钙土，据发育程度结合粒度年代模型推测，其形成年代为晚全新世。从孢粉分析来看，则克台剖面自上而下植被状况变化不大，主要为荒漠和荒漠草原植被交替，但蒿属和藜科以及草本和灌木花粉含量在剖面上存在波动。表土花粉以蒿属含量最高(39.3%)，其余为藜科、豆科、十字花科、麻黄属、菊科、禾本科和蓼科等，反映荒漠草原环境。也就是说，类似于现代的荒漠草原环境早在晚全新世业已形成。

在伊犁地区，除黄土顶部发育的古土壤外，到目前为止，尚未在风成黄土中发现埋藏的全新世古土壤，其原因有待进一步研究。如果说冰后期温暖期的黄土沉积代表着一种干旱的环境，那么则克台黄土剖面所反映的13 000 a B. P. 来的环境变化则指示着早全新世至中全新世，该区一直笼罩在干旱的环境中，曾有的湿度波动未能从根本上改变该区的干旱趋势，直到晚全新世才具备了适宜土壤发育的条件。这与东部季风区明显不同，但却与 Rea 等对太平洋风尘沉积中国黄土高原全新世黄土沉积的研究结果一致[51～53]。受西风控制的伊犁地区，由于晚全新世前一直为西风急流控制，空气较稳定，气候较干旱。相反，随着急流南退移出本区，极峰南移，伊犁地区大气变得不稳定，冷空气频繁南侵，环境好转，因此在晚全新世普遍发育土壤。

据文启忠等对天山北麓黄土剖面的研究，2.8 ka B. P. 和 1.4 ka B. P. 为晚全新世两个凉湿期，天山北麓黄土中形成了古土壤[54]。从伊犁古土壤^{14}C测年资料推测，伊犁地区

S_0 的形成与天山北麓类似，一个为晚全新世中晚期，另一个为小冰期，即晚全新世在天山北麓和西部都表现为与中亚类同的凉湿气候特征。

在中亚，中全新世为干旱期，早、晚全新世为湿凉期。与之对应，巴尔喀什湖早、晚全新世为高湖面，而中全新世为低湖面[40]。另据吉尔吉斯科学院天山自然地理站对北天山全新世冰川作用的研究结果，距今 9～3 ka 间，北天山地区的气候环境对冰川的发育相当不利，当时可能发生了完全的冰川退化并全部消失。从沙尔克腊特和沙特拉两个泥炭剖面的孢粉分析结果，地层中含有大量麻黄、藜科、蒿属花粉和少量云杉、桦属花粉，由此得出全新世中期的气候状况比现代干暖之结论。全新世晚期，出现了最大分布的松树林[55]。全新世早期-中期，伊犁地区以粉尘堆积与黄土形成占优势，所反映的环境与前苏联北天山地区有较好的相似性。

从上述地质记录可以看出，北疆地区全新世环境变化较为复杂，东部和西部、南部和北部、山区和平原存在差别。将天山东段的巴里坤湖盆地与天山西部的伊犁盆地相比，巴里坤湖及其周围地区全新世环境相对不稳定，具体表现为山区冰川的多次前进和湖泊沉积中孢粉浓度的波动。孢粉浓度的变化揭示，早全新世该区气候干旱，湖周植被稀疏，因此花粉浓度为全新世最低；中全新世至晚全新世，湖泊沉积中花粉浓度急剧增加，特别是 6 000～3 000 a B. P.，花粉浓度的波动与山区冰川的进退一致，冰川前进对应于花粉浓度的增高，反映该时段大气和土壤湿度的增加；晚全新世气候又向暖干方向发展，但花粉含量却远较早全新世为高，反映了相对湿润的气候条件。天山西端的尤尔都斯盆地和伊犁地区，早全新世至中全新世后期，气候较为干旱，黄土粒度曲线上所显示的两次风力增强事件其时间大体与山区冰进相当，推测西风风力的增强与温度的降低和湿度的增加一致。然而，在干旱的总背景下，虽然湿度的变化引起了山区冰进和湖泊水面的升高，但未能从根本上改变山前荒漠和荒漠草原地带干旱的面貌，所以直到晚全新世伊犁地区成壤作用才强于黄土堆积作用。天山东段与西段全新世气候的这种差异与两地所处的地理位置有关。位于新疆东部的巴里坤地区在全新世大暖期可能受夏季风的影响，而地处西部并与中亚接壤的伊犁地区一直为西风控制，所以表现出与中亚地区类似的环境特点。

将天山地区与阿尔泰山地区的全新世气候相比，可以看出虽然全新世大暖期夏季风的影响很难深入到北部的阿尔泰山，但由于位置偏北，西风急流又未能象在伊犁地区和中亚地区那样长时间控制该区，受惠于冰洋气团和西风带来的水汽，尽管早全新世干旱，但中全新世至晚全新世相对湿润，而且气候波动频繁。

位于准噶尔盆地中的玛纳斯湖、艾比湖等湖泊水位的变化在很大程度上受山区气候变化的影响，而流域中的植被的兴衰主要受盆地中降水和土壤湿度的影响。平原地区降水和湿度的微小改变，虽不能引起湖水位的变化和流域植被种群的改变，但干旱区降水量和土壤湿度的增加却可导致植被覆盖度的变化。从玛纳斯湖4 200 a B. P. 以来孢粉浓度的增加和波动推测，对应于地层中花粉含量的增高，平原降水和土壤湿度增加。而氧同位素曲线所反映的早全新世干旱和其他地区是一致的，6 000～4 000 a B. P. 氧同位素的大幅度负向漂移与巴里坤湖孢粉量的增加一致，可能与夏季风的深入有关，4 000 a B. P. 以来气候变化则与天山西部相近，反映西风环流的影响。

由此可见，北疆地区全新世气候变化十分复杂。早全新世气候暖干，中全新世至现

代，各地区气候特点因地理位置和大气环流的不同而不同。受西风控制地区，暖干的气候可一直延伸到晚全新世，而可能受夏季风影响的地区和偏北的阿尔泰山，环境的好转早于西风区，并且气候的波动也较西风区更为频繁。就整体而言，北疆地区4 000 a B. P. 以来受西风环流的影响，大气湿度有所增加。由于目前的研究分辨率低，对于北疆地区百年和千年尺度气候和环境变化细节仍然所知甚少，有待进一步进行具高分辨率地质记录方面的研究工作。

综上所述，伊犁地区末次冰期气候变化和现代及历史时期气候变化类似，与北疆和中亚有较好的相关性。如伊犁地区末次冰期早期较冷湿的环境在天山柴窝堡湖泊沉积中也有记录，全新世中期暖干气候则与中亚一致。

二、伊犁黄土记录与黄土高原及周边地区古气候记录对比

自建国以来，黄土高原及其周边地区有关末次冰期以来环境变化已取得了丰硕的成果，从而为伊犁地区与这些地区末次冰期以来环境对比创造了条件。80 年代，安芷生等根据洛川黄土剖面马兰黄土粒度特征和古生物记录，将马兰黄土三分为 $L_{1\sim1}$、$L_{1\sim2}$ 和 $L_{1\sim3}$。$L_{1\sim1}$、$L_{1\sim3}$ 为粗粒黄土沉积，反映显著于冷的气候事件，而中间的细粒层 $L_{1\sim2}$ 不但粒径细，而且碳酸盐含量低，并含有 Alnus、Betula、Quercus、Ulmaceae 等阔叶花粉，指示较为温凉湿润的气候期[56]。在华北山间盆地，洞穴堆积及其他沉积中也记录有末次冰期的三次气候波动，早期晚期为干冷气候事件，而中期为温湿气候事件[57]。90 年代以来，黄土高原及周边地区黄土及湖相沉积和冰芯的研究表明，马兰黄土不仅可以三分，还可更细地进行五分、七分等，反映末次冰期以来气候波动的频繁性和不稳定性。但不同地区，沉积物的分辨率不同，因此所揭示的气候事件的多少也不一样。位于黄土高原西北部的兰州地区，地处青藏高原与天山、阿尔泰山两高地之间的“峡谷区”，黄土沉积较黄土高原中、东部深厚。李吉均等[58,59]在研究北塬黄土剖面时发现，马兰黄土中有四层古土壤，其绝对年代分别为 26. 97±0. 69 ka B. P.、40. 91±9. 3 ka B. P.、54. 87±4. 9 ka B. P. 和 63. 8±5. 9 ka B. P.，并且北塬剖面反映的末次冰期以来的气候变化可与南极东方站冰芯记录进行对比。王建民在研究临夏堡塬剖面时则在马兰期内辨认出了多达八个弱成壤期[60]。最近陈发虎等研究又证明，皋兰山黄土剖面中马兰黄土内的古土壤序列不仅与堡塬剖面有较好的对应关系，而且又在马兰黄土三分的基础上，共分出 9 个古土壤层，22 个弱成壤亚层，从而得出了相对全新世冰消期和末次间冰期，末次冰期在较干冷的背景下，更多地显示了波动性，并存在不同时间尺度、不同幅度的间冰段，其变化的最大幅度可与 S_1 晚期古土壤相当，甚至不亚于全新世成壤期[61,62]。

刘东生等研究宝鸡剖面时将末次间冰期以来的时段进行了三分，即 S_0、S_1 和 L_1。据剖面碳酸盐 $\delta^{18}O$ 和碳酸钙含量变化曲线，L_1 又被五分，即将马兰黄土堆积期分为三个典型的冰段和两个间冰段。冰段氧同位素比值低，碳酸盐总量高，表明这些时段中黄土高原夏季风萎缩，降水稀少，气候干旱；间冰段以氧同位素比值高、碳酸盐总量较低为代表，表明当时夏季风稍强但较全新世要弱[63]。后期的进一步研究证明，在著名的洛川剖面中马兰黄土堆积期也可五分。从粉尘通量可知，在冬季风强度相对较弱的 S_1、S_0 发育堆积时

期，粉尘的颗粒组成较细，粉尘通量较小；马兰黄土堆积期，粉尘粒径较粗，粉尘通量较大，冬季风强盛。

吴敬禄等近年用青藏高原东部若尔盖盆地 RM 孔湖泊化学沉积碳酸盐氧、碳同位素代用指标，重建了该区 14 万年来古气候演化历史，证明末次冰期气候至少有 7 次暖波动和 5 次冷事件，其波动特征可与冰芯和深海记录相比较，证明末次冰期以来气候具不稳定性[64]。

姚檀栋等通过古里雅 309 m 冰芯上部 268 m 的分析，重建了末次间冰期以来的气候环境变化。冰芯中 $\delta^{18}O$ 的变化，清楚地记录了冰后期、末次冰期冰盛期，末次冰期间冰段、末次冰期早冰段和末次间冰期几个古气候事件。他们得出结论，末次冰期是突然来临的。从 5 a 暖峰到 4 阶段这一冷谷历时 3 ka 左右，$\delta^{18}O$ 值降低 37.5%，换算温度下降 12℃。4 阶段(75～58 ka B. P.)与 2 阶段(32～15 ka B. P.)比较，时间长度相当，但 4 阶段平均降温低于 2 阶段，然而极端最低温出现于 2 阶段(23 ka B. P.)[65]。

由此可见，末次冰期气候的变化不论是在黄土高原的黄土，还是在青藏高原的湖泊沉积和冰芯中都有良好记录，其共同的特征都反映末次冰期气候是不稳定的，早、晚期为寒冷的冰段，中间为一次历时较长相对温暖的间冰段。

将伊犁则克台黄土记录与上述研究成果对比不难看出，与其他记录类似，则克台黄土古气候代用指标曲线中可清楚地区分出末次间冰期(E)、末次冰期早、晚冰段(B,D)、末次冰期间冰段(C)和冰后期(A)5 个不同的气候阶段。对应于末次间冰段，有 3 个弱成壤层，即末次冰期间冰段由 3 个暖期和两个冷期组成，而这一段大体与北半球高纬夏季太阳辐射高值对应(图 10-14)。第一个暖期(28.8～35.0 ka B. P.)和第二暖期(39.2～45.2 ka B. P.)间为一明显的寒冷期，历时约 4.2 ka。这一寒冷事件在青藏高原 RM 孔的氧、碳同位素曲线中也有清楚的显示。在临夏堡塬和兰州皋兰山剖面磁化率曲线上，中部马兰黄土 L_1S_1 内最低磁化率值位于上层与中层古土壤之间的黄土层内，年龄约为 35 ka B. P.，与则克台剖面上述寒冷波动的年龄很接近。第三个暖波动出现在 55.5～58.9 ka B. P. 之间，它与第二个暖波动之间为一历时约 10 ka 的冷期，该段虽有一些暖波动，但未能回返到形成弱成壤层的水平。这一冷谷虽然在古里雅冰芯中也有相应的显示，如 47～43 ka B. P. 的低谷，但很明显二者存在差异。而在青藏高原 RM 孔同位素代用曲线

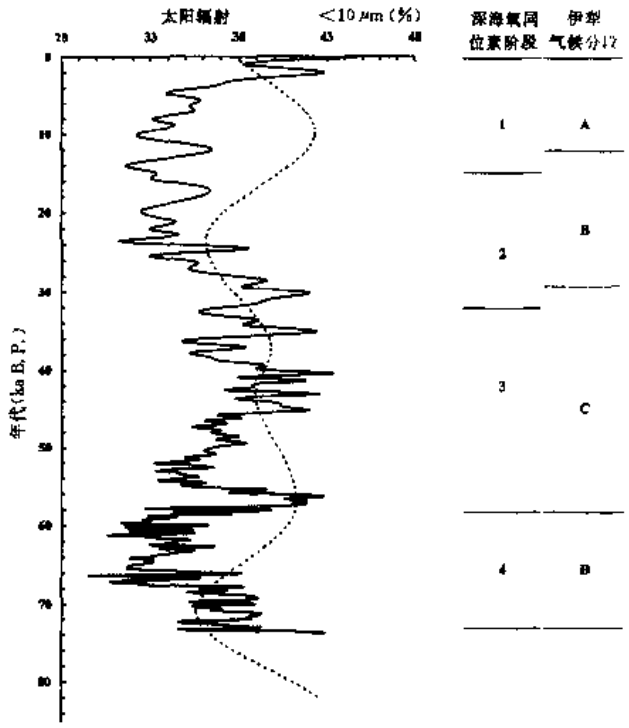


图 10-14　伊犁则克台黄土粒度曲线与北半球高纬地区夏季太阳辐射变化

上，45～55 ka B. P. 之间也为一冷谷，与则克台粒度曲线的 C_4 亚段可作对比。但与季风区不同，伊犁地区末次冰期间冰段气候暖偏干而非暖湿。

则克台粒度曲线 B、D 阶段所反映的气候特征为典型的冰段气候，早期冷湿，晚期偏干，冰段中虽有暖波动，但均未达到末次间冰段的水平。末次冰期早、晚两个冰段相比，历时大致相同，但黄土的堆积速率明显不同，早冰段大于晚冰段。该结果与古里雅冰芯研究中所得出结论类似。4 阶段由早期到晚期风力呈阶段性减弱。有两个风力强盛期，一个在 66.0～68.8 ka B. P.，另一个在 59.0～62.0 ka B. P.。就总体而言，冰段气候冷偏湿。除古里雅冰芯外，青藏高原若干山区如喀喇昆仑山南北坡、珠穆朗玛峰北坡、念青唐古拉山、巴颜喀喇山和年保玉则山区的古冰川作用研究也证明，末次冰期早冰段冰川规模大于晚冰段，这与则克台粒度曲线所揭示的 D 阶段风力强盛、湿度较 2 阶段高的结果相吻合。然而到目前为止许多研究都表明，东部季风区冰期气候冷干，末次冰期最低温出现在冰盛期，其时间为 18 ka 左右，在则克台黄土古气候代用指标曲线中，末次冰期晚冰段风力最强期出现在 24.0 ka B. P. 左右，18 ka B. P. 左右却为一风力显著减弱期。这与 Rea 和 Leinen 对西北太平洋地区粉尘通量的研究结果一致。据 Rea 和 Leinen 对太平洋西北部 6 个钻孔风成沉积的研究结果，最大的粉尘通量出现在 24 ka B. P. 和 6.0 ka B. P.。他们认为，这是因为对应于该时段作为主要的粉尘源地中亚地区气候干旱，但也有人认为太平洋粉尘通量的变化不代表源区的干湿，仅仅说明大气环流的变化，如西风带位置的变化[51]。因此，要取得冰期与间冰期水热组合的更加令人信服的证据，有必要对新疆地区的古气候进行更加深入细致的研究。

全新世，随着全球的变暖，在则克台粒度曲线上于 7.0～5.3 ka B. P. 之间仅出现了一个不太明显的成壤作用低谷，反映在全新世适宜期新疆气候暖偏干，而与东部季风区暖湿气候明显不同。全新世大暖期(8.5～3.0 ka B. P.)在中国延续达 5.5 ka，其间有多次剧烈的气候波动与寒冷事件。而从现有的资料来看，包括天山在内的北疆地区全新世气候波动不及季风区频繁，特别是早全新世至中全新世中期(7.0～6.0 ka)，不论是阿勒泰地区还是天山和准噶尔盆地，气候以暖干为主，虽然其间也有一些波动[11]。

第三节　西风区黄土记录与深海沉积、极地冰芯记录对比

多年来关于深海沉积与冰芯古气候记录研究不仅为气候变化 Milankovitch 天文学理论提供了依据，证明地球轨道参数的周期变化所引起的太阳辐射的变化是全球冰量变化、冰期与间冰期交替的驱动机制，同时有关高分辨率古气候记录的研究还发现，在万年尺度的气候背景上，叠加有短周期的气候振动，并有一些独立于轨道机制的千年或更短时间的气候快速变化事件。德国科学家 H. Heinrich[66] 在研究北大西洋深海沉积时发现，末次间冰期以来的沉积中，有多层粗碎屑沉积，而且这些碎屑层有规律地以岁差半周期出现，它们分别与冬季太阳辐射和夏季太阳辐射最小值相对应($\pi=90°$和$\pi=270°$)。进一步研究发现这些沉积事件不仅出现在冰段中，在间冰段中也有出现，它们都对应于气候变化中的寒冷期。上述气候事件后来又在大平洋深海沉积和极地冰芯中得以证实，并被称之

为 Heinrich 冰筏(ice rafting)事件。20 世纪 80 年代末开始的欧洲 GRIP 和美国 GISP2 研究组分别在格陵兰 Summit 地区相距仅 28 km 的地方各钻取了深度大于3 000 m 的冰芯,冰芯研究结果发现了除 Heinrich 事件之外的一些千年级或百年级气候震颤,每一个震颤通常代表一次较温和的气候波动,它们在以前的极地冰芯研究中就被注意到,称为间冰阶事件。这些事件具有不规则的 500～2 000年长短不一的变化周期,其形成机制可能与北大西洋洋流的变化有关,而难以用天文理论进行解释。这就是 Dansgaard-Oeschger 气候事件(简称 D-O 事件)[67]。近年来的研究揭示,这些间冰阶气候事件常常突然出现,其尺度仅为几十年(如新仙女木寒冷期向北方温暖期的转换仅发生在 50 年内),其后总伴随着一次逐渐降温的寒冷冰阶气候事件。G. Bond 等通过深海沉积中信息的提取,恢复了过去 90 ka B. P. 北大西洋表面温度,证明极地冰芯所揭示的间冰阶事件在北大西洋沉积中也有良好的记录。从大西洋表面温度的变化可以看出,过去 90 ka B. P. 中存在着一系列与极地冰芯所反映的气候迅速变暖类似的温度升高事件,而且在 80～20 ka B. P. 之间,海洋温度升高与降低组成了对称的锯齿状的波动,其平均周期为 10～15 ka,每一个气候旋回的最寒冷阶段都发生极地冰山向大西洋大量溢出,对应于 Heinrich 事件,紧接着大气和海平面温度快速增加,预示着该旋回的结束和新的旋回的开始[68],在就是所谓的 Bond 循环。关于这些快速变化的气候事件的形成机制目前尚存在着争论,较为流行的是洋流说。洋流说认为,劳伦泰冰盖发育到一定程度后,会出现内部波动并通过哈得孙湾向大西洋大量输出冰山,冰山的融化使大西洋表层的盐度降低,导致下降水流减弱,大西洋底层流关闭,从而造成由海流向北大西洋传输的热量减少,并由此影响该区和其他地区的气候。

一、则克台黄土剖面中的 Heinrich 节拍

在较为精确时标框架中,深海沉积和极地冰芯所揭示的 Heinrich 寒冷事件的时代随测年精度的不断提高经多次修正,到目前为止为大多数研究者公认的末次冰期以来共出现有六次 Heinrich 事件,而这些寒冷事件在中国黄土高原的黄土中也有记录[69～71]。伊犁地区,地处中国西北,常年受西风环流控制,历史与现代气候分析表明,该区对全球气候变化的响应敏感而迅速。较为系统的粒度分析资料揭示,在则克台黄土剖面中不仅有 Allerod-Bolling、Younger Dryas 气候事件的印记,也有清晰的 Heinrich 节拍[72]。与北大西洋浮冰碎屑事件对应,在则克台黄土粒度曲线(<10 μm)上,于 14.0、20.0、25.5、36.7、52.0、67.0 ka B. P. 都有相应的风力增强事件与 Heinrich 事件大体对应。除此之外,还在 23.9、33.0、47.5、58.0、61.5 ka B. P. 处有明显的风力增强迹象,即伊犁黄土曲线所反映的与深海沉积中的冰筏事件类似的寒冷事件远不止六个(图 10-15)。从而证明,北大西洋冰筏事件不但在黄土高原有记录,在新疆黄土地层中也有良好的显示。

二、D-O 暖事件

随着极地冰芯研究的深入,揭开了末次间冰期气候稳定与不稳定争论的序幕。虽然关于末次间冰期气候的争论尚在继续,所幸的是对于末次冰期以来的气候变化 GRIP 和

GISP2 记录具有惊人的相似性，即末次冰期相对于较稳定的末次冰消期，气候变化具有强烈的不稳定性，尽管到目前为止导致这种气候不规则、快速波动的机制尚未摸清。

据电导率、粉尘和氧同位素综合研究，自末次冰期以来，格陵兰冰芯记录有 20 个间冰阶(图 10-15)。Bender[73]等最近对南极 Vostok 冰芯进行了研究，证明格陵兰冰芯记录的时间跨度较大的间冰阶事件在两极地区可作很好的对比，进一步表明这些千年尺度的波动并非区域变化或人为因素影响的结果，是确实存在的气候变化事实。近年来丁仲礼等对黄土高原北部会宁李家塬、陈发虎等对黄土高原西北部临夏、西宁和兰州的黄土剖面高分辨率的磁化率、粒度分析结果也揭示出，高纬地区的 D-O 旋回在中国黄土中亦有记录[62,74]。

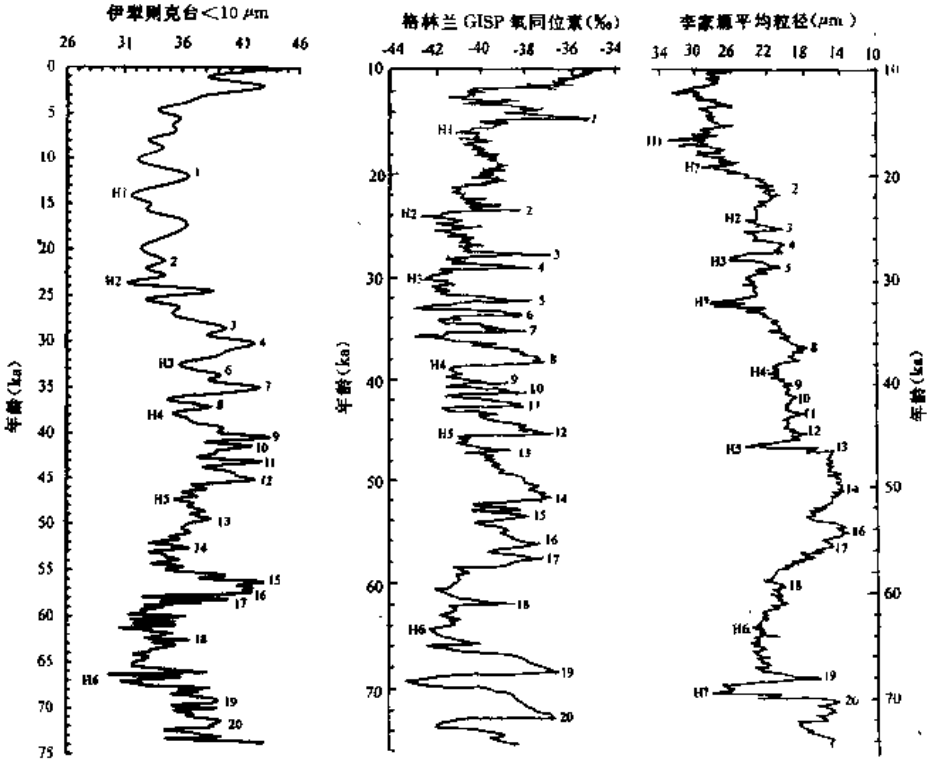


图 10-15　伊犁则克台粒度曲线与格陵兰冰芯记录及李家塬粒度曲线的对比

如图 10-15 所示，伊犁则克台黄土粒度曲线所表现的千年及百年级的气候波动，大多可与格陵兰冰芯记录对比，但缺失 IS5。将则克台粒度曲线与李家塬粒度平均粒径曲线对比，二者变化趋势很类似，它们与格陵兰冰芯氧同位素曲线波动形式不同。末次冰期以来，格陵兰冰芯气候记录最明显的特征是高频变化，等值波动和快速转换。高频变化指末次冰期至末次冰消期约 6 万年间，有 20 次较明显的间冰阶事件(interstadial events)，除此之外还有一些时间更短的气候次级波动。等值波动，则指上述气候波动高值与高值之间差别不大，低值与低值也颇为接近。正因为气候波动的这种等值性，所以 Bond 旋回大体呈对称的锯齿状在近于平行的两条直线间变更。快速转换则指气候变暖迅速发生在几十年之内。与之对应，在南极和苏禄海的气候记录则表现为另一种模式[75]。在南极和苏禄海气候记录中[76]，末次冰期的波动既不具格陵兰冰芯气候记录的高频变化，也无等值波动现象，而且气候冷暖转换也不及格陵兰那样迅速。如氧同位素 3 阶段有两个小峰，在

南极冰芯中有 4 个峰，可分为各由两小峰组成的两个次级峰，早期峰较晚期高。在苏禄海中也有两个主峰其间为一低值分隔，两峰也非平行，并以早期略高于晚期为特征。氧同位素 4 和 2 阶段，也表现为 4 阶段值高于 2 阶段。这些变化特征与全球冰量的变化特征一致。

则克台黄土古气候记录则较复杂，它与会宁黄土剖面类似，冰段与间冰段峰谷分明，即冰段与间冰段为不等值，冰段中暖波动很少回返到与间冰段相当的程度。也就是说，在这方面它与南极及苏禄海反映的古气候记录有相似之处。但在不同气候段中，气候变化的模式不尽相同，如末次冰期间冰段后期，就有类似于 GISP 所揭示的高频、等值、快速波动的特征。在格陵兰冰芯所记录的气候由冷期向暖期的快速转换特征在伊犁黄土记录中也有一定程度的反映，而由暖至冷的变化主要表现为波动式下降。15.0～10 ka B. P. 之间，有一粒度峰，对应于太阳辐射的增加，大体与欧洲的 Allerod-Bolling 相当。

第四节　西风区末次冰期以来气候特点与全球变化的关系

一、古气候特点

从伊犁黄土记录与其他地区黄土等地质记录对比可见，作为中国典型的受西风环流控制的地区，伊犁地区末次冰期以来气候变化既对全球变化有明显响应，又有区域特色。与北半球高纬地区和中国黄土高原、青藏高原类似，伊犁地区末次冰期气候也是不稳定的，它由三个万年级的气候段组成，早晚两个历时大致相等寒冷的冰段中间夹着一个延续时间约 30 ka 左右温暖的间冰段。其区域特色主要是：① 地处西风区的新疆伊犁地区末次冰期气候干旱，但存在明显的冷暖波动，水热组合较为复杂。就总体而言，寒冷期西风风力增强，堆积黄土，从孢粉资料和碳酸盐含量推测，冰段前期与后期相比，后期相对湿润；暖期，西风风力减弱，黄土堆积与成壤作用交替进行，但成壤作用比较微弱，只形成多层弱发育古土壤层，暖期湿度的变化非常复杂，与冰段的黄土沉积相比，暖期弱成壤层碳酸盐含量偏高，孢粉组合中黎科花粉含量高于蒿属，反应了暖偏干的特点，但暖期后期相对凉湿。而地处季风区的黄土高原黄土形成期气候干冷，古土壤形成期气候暖湿。② 研究区末次冰期早冰段黄土沉积速率(46.7 cm/ka)明显高于晚冰段(14.3 cm/ka)，但黄土高原晚冰段粉尘沉积通量最高。据土体碳酸盐含量和孢粉组合特征推测，早冰段较晚冰段湿润。这与青藏高原末次冰期寒冷期的气候特点相近。青藏高原的古冰川作用研究揭示，末次冰期早期冰川规模较晚期大，古里雅冰芯研究则给予温度支持，证明 4 阶段平均降温低于 2 阶段。③ 一般认为，18 ka B. P. 为末次冰期极盛期，气候寒冷。气候模型的研究也证实，该段(LGM)不仅气温低，而且风大，风速大于 20 m/s 的西风急流几乎环绕整个中纬度，而现代是不连续的[17]。伊犁黄土记录中晚冰段风速最大并未出现在 18 ka B. P.，以<10 μm 粒组含量低谷为代表的风力增强事件的年代为 24.0 ka B. P. 左右，相反 18 ka B. P. 为粒度低谷，指示风力减弱。④全新世阶段，粒度代用指标显示冰后期风力

逐渐减弱，黄土沉积作用一直持续到晚全新世，黄土中碳酸盐含量高，指示气候暖偏干。晚全新世，成壤作用才逐渐增强。这与相邻的北疆和中亚全新世气候特征相似，如北疆地区到目前为止所发现全新世古土壤主要形成于晚全新世，而中亚地区全新世中期气候暖干，以致天山冰川几乎全部消融，这种全新世早、中期，特别是中期温干的气候特点与黄土高原等东部季风区暖湿气候形成鲜明的对照，充分体现了受西风控制的伊犁地区的区域特点。

二、与全球变化的关系

伊犁地区末次冰期以来的古气候特点表明，与黄土高原、青藏高原、太平洋和极地-北大西洋地区相比，冷、暖变化大体是一致的，即研究区的气候变化受全球变化的控制。年代学研究证明，伊犁地区末次冰期以来各气候段可与深海氧同位素不同阶段对应，这一时段深海氧同位素的变化受地球轨道控制，而地球轨道变化又控制着北半球高纬地区夏季太阳辐射的变化，由此说明伊犁地区末次冰期气候变化也受地球轨道机制的驱动，也就是说，伊犁地区末次冰期以来气候冷暖变化与其他地区的一致性是地球轨道机制驱动的结果。但伊犁地区末次冰期水热组合的复杂性又表明了它强烈的区域特色，而水热组合的这种与东部季风区的不一致性深受全球范围冷暖变化所引起的大气环流变化的控制。冷暖变化导致西风环流位置和强度的变化，从而影响区域的干湿变化。

众所周知，欧亚大陆中纬地区，西风环流占统治地位，由地表至高空都是西风（季风区除外），它在纬距上的宽度随高度而扩大，风力强度也随高度增强[78]。伊犁地区地处干旱内陆，常年受西风控制，很少或几乎不受季风影响。现代气候研究表明，西风带随气温高低变化，其位置和强度将随季节发生变化。冬季，青藏高原两侧西风分支明显，北支西风急流加强并南移，其中心位于 38°～45°N 之间，而南支西风位于青藏高原南侧。夏季，北支西风减弱北退出欧亚大陆，副热带（南支西风）急流北跃控制中纬地区，其中心位于 40°～50° N 之间[79]。将今论古推测，随冰期、冰段和间冰期、间冰段气候冷暖变化，西风带也会发生类似于现代冬、夏季位置和强度的变化。气候模型研究结果显示，晚第四纪由于大阳辐射和冰量的变化，西风带的位置和强度都曾发生过深刻变化[80]。最近于革和王苏民对欧亚大陆 159 个湖泊地质记录的研究也提出，盛冰期西风带南迁，导致地中海地区出现高湖面；随着晚冰期冰流高压减弱，西风带北撤，南欧出现低湖面[81]。由于现代正处于冰后期，那么冰期时气温无疑较现今低，推断北支西风加强，位置可能更偏南；而南支西风位置在间冰期和间冰段可能更北或与现今相当。从伊犁则克台剖面古气候记录来看，末次冰期以来，西风带的强度曾经历了多次由强至弱的变化。在寒冷的冰段，沉积物以粗粒的黄土沉积占绝对优势，表明西风环流增强；相反，在温暖的间冰段和末次间冰期，以细粒沉积为主，成壤作用占优势，反映西风环流明显减弱。最近刘晓东对北半球 83 个冷月气温距平与西风指数所作的相关分析也得出了北半球气温越低、西风越强之结论[82]。这与上述间冰段、冰段粒度变化所反映的风动力变化完全吻合。在现代北支急流（东亚温带急流）轴平均位置分布图上，除 3、4 月外，其他月份急流在新疆北部出现断裂，以致急流不连续。而现代又以成壤作用占优势，故推测冰期风速大，急流可能是连续的，间冰期和间冰段与现代状况类似。

由于不论是夏季还是冬季，研究区都处于西风环流控制下，降水季节分配均匀，而显著不同于水热同期、干湿变化明显的东部季风区，也与西方冬雨型不一样。从黄土记录来看，冰段与间冰段中黄土与古土壤碳酸钙含量虽然有高低变化，但差异不大，反映寒冷期与暖温期降水量差别较小，而由风力变化所反映的温度的变化则较明显。由上述特点推论，末次冰期伊犁始终处于西风环流控制下，但冰段北支占优势，间冰段南支活跃。从现代降水分析可知，北支强，北疆降水偏多，南支强则偏少[83]。在伊犁地区月降水分布曲线上 8～9 月低谷就可能和南支气流的作用有关。图 10-16 为 70°E 向剖面上东西风分量垂直结构和强度变化图，如图中土图所示，多雨时，西风位置偏南；少雨时，西风位置偏北[84]。则克台黄土记录所表现的寒冷期偏湿，而温暖期偏于一方面与南北支西风环流的强弱和位置有关，另一方面也和温度的高低相联系。冰段，气温低，蒸发力弱，碳酸盐累积作用相对弱；间冰段，气温高，蒸发强，碳酸盐累积作用强。总而言之，伊犁地区末次冰期以来气候变化是轨道要素变化导致的全球冷暖变化和由冷暖变化引起的西风环流位置、强度变化共同影响的结果。它一方面响应于全球变化，另一方面又具有与季风区显著不同的区域特色。

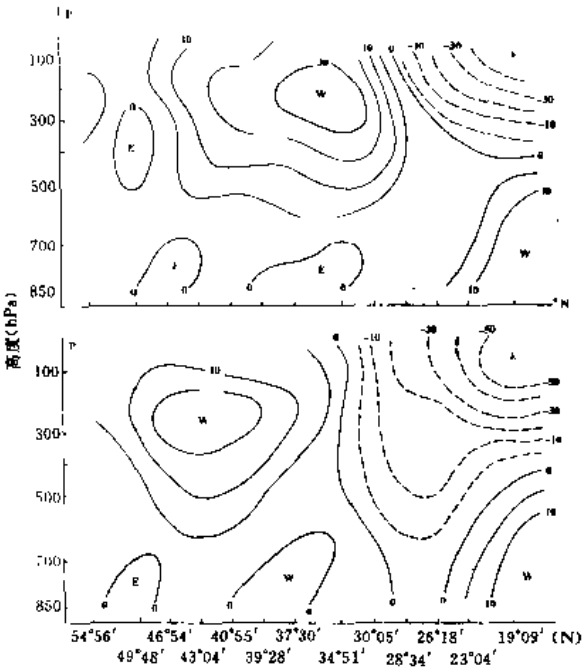


图 10-16　1971 年 7 月多雨(上图)和少雨(下图)时段 70°E 经向剖面上东西风分量垂直结构和强度变化

参考文献

1　李江风主编. 新疆气候. 北京：气象出版社，1991.

2　袁玉江. 北疆近三十年来的气候变化. 新疆大学学报，1984(1).

3　魏文寿. 现代沙漠对气候变化的响应与反馈. 北京：中国环境科学出版社，2000.

4　袁玉江等. 塔克拉玛干地区近 40 年来的干湿变化. 干旱区地理，1998,21(1)：18～24.

5　袁玉江等. 塔克拉玛干地区近 40 年来的冷暖变化. 中国沙漠，1998,18(2)，118～121.

6　袁玉江，叶玮. 新疆伊犁地区近 40 年来的干湿变化. 干旱区地理，1999,22(4)：1～7.

7　国家科学技术委员会. 中国科学技术蓝皮书第 5 号-气候. 科学技术文献出版社，1990：130～150.

8　王绍武等. 近百年全球气候变暖的分析. 大气科学，1995,19(5)：545～552.

9　叶笃正主编. 中国的全球变化预研究. 北京：气象出版社，1993.

10　王绍武等. 近百年气候变化与变率的诊断研究. 气象学报，1994,52(3)：?

11　叶玮. 北疆地区全新世气候波动与水热组合特点. 中国沙漠，2000,20(2)：185～191.

12　李江风等著. 树木年轮水文学研究与应用. 北京：中国科学出版社，2000.

13　袁玉江等. 北疆 500 年干湿变化特征. 冰川冻土. 1991,13(3)：315～322.

14　康兴成. 天山乌鲁木齐河流域年轮气候的初步研究. 冰川冻土. 1985,7(2)：133～140.

15　O. H. 索洛明娜. 图尔盖-阿克苏河谷近数百年冰川作用与气候变化研究. 冰川冻土. 1991,13(3)：201～212.

16 Vladimir, A. *et al*. A model of calculation of glacial runoff in Central Tien Shan glacier system. Journal of Glaciology and Geocryology, 1993, 15(4): 517～539.
17 王承义. 北疆东部近500年来温度变化及其趋势研究. 新疆大学学报(自然科学版). 1991,8(1):90～96.
18 王承义. 北疆伊犁地区近250年来冷暖变化特征分析. 干旱区地理. 1996,19(3):37～44.
19 罗格平等. 巴里坤湖盆地现代气候波动及250年来的冷暖变化. 冰川冻土. 1991,13(1):77～84.
20 王宗太. 乌鲁木齐河大西沟小冰期气候环境及地表径流. 见:中国西部第四纪冰川与环境. 北京:科学出版社,1991:57～66.
21 韩淑媛. 北疆巴里坤湖500年来环境变化. 新疆大学学报(自然科学版). 1991,8(2):80～89.
22 施雅风. 山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部暖干化趋势与未来展望. 地理学报,1990,45(1),1～14.
23 李保生等. 塔干沙漠南缘沙山普鲁地层剖面的初步研究. 科学通报,1988,33(2):140～143.
24 李保生等. 塔干沙漠东部风沙地貌中的几个问题. 科学通报,1990,35(23):1815～1818.
25 李保生等. 末次冰期以来塔里木盆地沙漠、黄土的沉积环境与演化. 中国科学(B),1993,23(6),644～651.
26 施雅风等编著. 新疆柴窝堡盆地第四纪气候环境变迁和水文地质条件. 北京:海洋出版社,1990.
27 杨怀仁主编. 第四纪地质. 北京:高等教育出版社,1987.
28 A. 高迪. 环境变迁. 邢嘉明等译. 北京:海洋出版社,1981.
29 徐馨,沈志达编著. 全新世环境. 贵阳:贵州人民出版社,1990.
30 施雅风等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学(B),1992,22(12):1300～1307.
31 施雅风等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. 中国科学(B),1993,23(8):865～873.
32 Brien, S. R. *et al*. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. Science, 1995, 270: 1962～1964.
33 Stager, J. C., *et al*. Abrupt early to Mid-Holocene climate transition registered at the Equator and Poles. Science, 1997, 267: 1834～1836.
34 Alley, R. B. *et al*. Holocene climate instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 1997, 25: 483～486.
35 Alley, R. B. *et al*. Changes in continental and sea-salt atmospheric loading in central Greenland during the most recent deglaciation. Journal of Glaciology, 1995, 41: 503～514.
36 Blunier, T. *et al*. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene Epoch. Nature, 1995, 374: 46～49.
37 Hughen, K. *et al*. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. Nature, 1996, 380: 51～54.
38 文启忠,乔玉楼. 新疆地区13000年来的气候序列初探. 第四纪研究,1990,(4):363～368.
39 吴敬禄. 新疆艾比湖全新世沉积特征及古环境演化. 地理科学, 1995,15(1):39～46.
40 孙湘君等. 新疆玛纳斯湖周围近14000年以来的古植被古环境. 第四纪研究,1994,(3):239～247.
41 韩淑媛,覃章. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征. 中国科学(B),1992,(12):1201～1209.
42 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变化模式. 第四纪研究,1990,(4):197～204.
43 叶玮,阎顺. 新疆阿尔泰山 4.9×10^4a 以来的环境演变. 见:中国科学院新疆地理所编. 干旱区资源环境与绿洲研究. 北京:科学出版社,1995:176～182.
44 阎顺,叶玮. 新疆阿尔泰山全新世环境演变. 干旱区地理学集刊,1994,(3):93～102.
45 叶玮等. 天山小尤尔都斯盆地全新世湖相沉积特征与沉积环境初步研究. 干旱区地理,1997,20(3):13～20.
46 Ye Wei, *et al*. Climate change during the last deglaciation in Little Youerdusi Basin of Tianshan Mountains, Xinjiang. Chinese Journal of Arid Land Research, 10(3):183～190.
47 林瑞芬,卫克勤. 新疆玛纳斯湖沉积物氧同位素记录的古气候信息探讨-与青海湖和色林错比较. 第四纪研究,1998,(4):308～318.
48 中国科学院新疆资源开发综考队编. 新疆第四纪地质与环境. 北京:中国农业出版社,1994.
49 陈吉阳. 天山乌鲁木齐河源全新世变化的地农年代学等若干问题之初步研究. 中国科学,1988,(1):95～104.

50 韩淑媞. 北疆巴里坤湖全新世环境变迁序列. 地质科学(增刊),1992:247～259
51 Rea, K. D. et al. Asia aridity and the zonal westerilies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the Northwest Pacific Ocean. P. P. P. , 1988, 66: 1～8.
52 王永焱等. 中国黄土的结构特征及物理力学性质. 北京:科学出版社,1990.
53 张宗祜等. 中国黄土. 北京:地质出版社,1989.
54 文启忠等. 北疆地区晚更新世以来的气候环境变迁. 科学通报,1988,33(10):771～774.
55 Melinikova , A. P. 等. 关于苏联北天山全新世冰川作用的退化问题. 冰川冻土,1991,13(4):291～298.
56 安芷生等. 华北晚更新世马兰期气候地层划分. 科学通报,1984,29:228～231.
57 刘东生等. 黄土与环境. 北京:科学出版社,1985.
58 李吉均等. 末次冰期旋-兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比. 中国科学(B),1990,(10):1086～1094.
59 康建成等. 甘肃临夏黄土剖面 15 万年环境演变的良好记录. 地质评论,1993,39(2):165～175.
60 王建明. 青藏高原东北部近十五万年来黄土沉积与环境变化. 兰州大学博士论文,1995.
61 陈发虎等. 陇西黄土高原马兰黄土划分与末次冰期气候快速变化研究. 冰川冻土,1996,18(2):111～118.
62 F. H. Chen *et al*. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climate changes over the last 75 kyr. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1997,130:323～335.
63 刘东生等. 二百五十万来季风环流与大陆冰量变化的阶段性耦合过程. 第四纪研究,1992,1:12～23.
64 吴敬禄等. 青藏高原东部 RM 孔 140 ka 以来湖泊碳酸盐同位素记录的古气候特征. 中国科学(D),1997,27(3):155～164.
65 姚檀栋等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学(D),1997,27(5):447～453.
66 Dansgaard W. , *et al*. Evidence for general instability of past climate from a 250 Kyr ice-core record. Nature, 1993, 364:218～220.
67 Heinrich, H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130, 000 years. Quaternary Research, 1988, 29:142～152.
68 Bond, G. *et al*. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365:143～147.
69 安芷生等. 最近 130 ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录. 科学通报,1994,39(24):2254～2256.
70 Porter, S. C. and An, Z. S. Correlation between climatic events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 1995, 375:305～308.
71 郭正堂等. 最后两个冰期黄土记录中的 Heinrich 型气候节拍. 第四纪研究,1996,(1):21～28.
72 Ye, W. *et al*. Climate instability in the Yili region, Xinjiang during the last glaciation. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(17): 1604～1609.
73 Bender, M. *et al*. Climate correlation between Greenland and Antactica during the past 100,000 years. Nature, 1994, 372:663～666.
74 丁仲礼等. 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题. 中国科学(D),1996,26(5):386～391.
75 熊尚发等. 末次冰期中国黄土古气候记录与高纬冰芯及热带海洋记录对比. 海洋地质与第四纪地质,1998,18(1):71～76.
76 Linsly, B. K. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years. Nature, 1996, 380:234～237.
77 Kutzbach, J. E. et al. Simulated climatic changes: results of the COHMAP climate model simulations experiments. In: Global climate since the last glacial maximum. eds. By Wright, H. E. *et al*. Uni. Minnesota Press, Minnesota,1989: 24～93.
78 罗汉民等. 气候学. 北京:气象出版社,1986.
79 盛承禹等. 中国气候总论. 北京:科学出版社,1986.
80 COHMAP members. Climatic changes of last 18000 years: observation and model simulations, Science, 1988,

241: 1043～1052.
81 于革等. 欧亚大陆湖泊记录和两万年来大气环流变化. 第四纪研究,1998,(4):360～367.
82 刘晓东. 东亚季风气候变迁机制的数值模拟研究. 博士论文,1998.
83 张家宝等. 新疆降水概论. 北京:气象出版社,1987.
84 新疆气象局编. 新疆短期预报手册. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1986.