

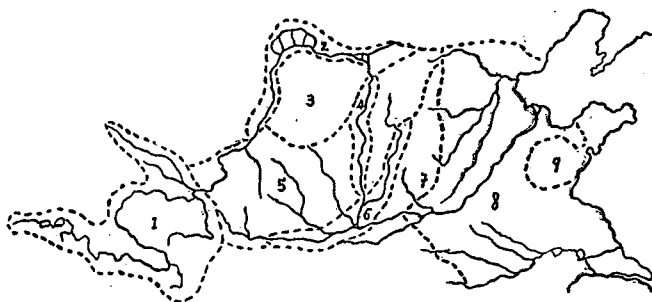
<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

黃河流域的地貌, 現代動力地質作用, 及其對於壩庫址選擇的影響

馮景蘭

(北京地質學院)

黃河流域的地貌非常複雜, 在不同地區各有特點。本文主要內容是介紹本流域各地形分區地貌的基本情況, 分析這些不同地形與自然因素的關係, 推論新現象的發展與動力地質作用, 及工程地質條件的關係, 藉以初步了解地貌沿變的情況、侵蝕基準的變化、溶洞分佈的範圍和古風化面的認識, 因而涉及壩庫址的選擇及其他問題。



- | | | |
|-----------|-------------|---------------|
| 1. 青海高原區; | 2. 河套沖積平原區; | 3. 鄂爾多斯沙地草原區; |
| 4. 山陝峽谷區; | 5. 陝甘黃土高原區; | 6. 汾渭地壑谷區; |
| 7. 晉豫山地區; | 8. 下游沖積平原區; | 9. 山東地壘區。 |

圖1 黃河流域地形分區示意圖

一. 黃河流域各地形分區的基本情況

按照黃河流域的主要山脈、水系、地形和地質構造等自然因素, 可初步將黃河流域分為下列九區, 茲略述其在地貌上所表現的主要特點:

(1) 青海高原區 這是世界最大和最高高原之一青康藏高原的一部分，其東北部為高達六、七千米的祁連山山羣，西南部有高達五、六千米大致互相平行的布爾汗布達山、積石山（阿尼馬卿山）、巴顏喀拉山和崑崙山等山脈，中間闢為數條西北東南向縱谷及著名的柴達木盆地和青海盆地。盆地海拔一般在 3,000 米以上，積石山和祁連山的主峯海拔達 6,500 米以上。因之，黃河上游河谷與分水嶺的相對高差可達 3,000—3,500 米。山高谷深，呈顯著的幼年河道，及枝流和幹流相交所成銳角指向上游的反常現象。而黃河的最上游——札陵湖、鄂陵湖及星宿海一帶，黃河向上溯源侵蝕，向未充分發展的地區，排水不暢，形成沼澤和草地，不便交通。加以地勢高寒，人煙稀少，工業未興，暫無建設水電站的需要。

(2) 河套沖積平原區 西南起甘肅的中衛、中寧，東北達內蒙的呼和浩特和托克托，長約一千餘公里，寬自十數至數十公里，為一窄長的沖積平原地帶，也是第四紀逐漸下沉地帶。平原海拔約 1,000—1,200 米，南界海拔約一千數百米的鄂爾多斯高地，西北兩面被賀蘭山、狼山、陰山、大青山等所圍繞；其一般高度約達 2,000—3,000 米。主要以斷層崖的關係，突起橫列為“口北地障”，遙與秦嶺斷層崖相對。

(3) 鄂爾多斯沙地草原區 海拔約 1,300—1,800 米，年降雨量 150 毫米，氣候乾燥，風沙作用強烈，因之就形成了黃沙白草〔白芨 (*Netaria* sp.)〕瀰望無際的沙丘地形、戈壁灘地形、草原地形，以及內陸盆地、蒸發沉澱的鹽鹼湖沼。本區為不斷地向陝甘黃土高原輸送沙土的大本營。

(4) 山陝峽谷區 北起托克托，南達龍門，黃河幹流在山陝交界峽谷中奔流約 800 公里，逐漸斜過祁呂大山字型構造的東翼——呂梁山脈，亦即穿過汾渭地塹西北面的斷層崖，及由塞武奧陶紀灰岩、石炭二疊紀煤系及二疊三疊紀紅色砂、頁岩等所構成的緩和褶皺。此區新生代地層，黃土、紅黃土及紅土等的發育，雖不及陝甘黃土高原的深遠，但因雨量較大、逕流較多、幹支流河床較陡的關係，仍為黃河泥沙的主要供給地。本區面積不大，而地形高差很大。呂梁山脈的最高峯關帝山海拔 2,850 米，高出附近河面約 2,000 米；而此段河流峽谷的總深約自數百以至千餘米。

(5) 陝甘黃土高原區 包括積石山脈及西傾山脈以東、以北、甘肅的隴西、隴東及隴南三區，和陝西秦嶺山脈以北的涇、渭、洛、延及清澗河、無定河等流域，紅土、黃土或紅黃土所分佈的地區。一般海拔約 1,000—2,500 米，遭受完善的枝狀水系所割切，成為嶺壑紛繁的崎嶇地形。又因侵蝕程度、發展階段的不同，而成為“原”、“梁”、“峁”三種不同地形。

“原”爲原始的黃土高原被侵蝕割切尙在幼期的地形，上有廣大平台，在很遠的距離外，被四面八方的深谷所圍繞。

“梁”爲黃土高原被侵蝕割切已達壯期的地形；長嶺縱橫達數十公里以外，兩旁夾以深溝，嶺巔大致保持同一高度，或且殘餘有很小面積的狹長平地。

“峁”爲個別獨立的圓形或長圓形山巒，由“梁”被枝流的枝流更進一步侵蝕割切、並已過壯期所成的地形。

原頂、梁脊和峁尖與其附近谷底的高差，可自數十米以至數百米，視當地的情況而異。一般規律是在陝甘黃土高原的西北部海拔較大的地區，陵谷的相對高差就比較大些；在黃土高原的東南邊沿海拔較小的地區，陵谷的相對高差就比較小些。又在黃土高原的中部，“原”的地形發育比較完善些；在黃土高原的邊沿，“峁”的地形發育比較完善些。

由於陝甘黃土高原地區在新近地質時期不斷有間歇性的上升，河流有不同速度的下切和旁切，以致在此區域中的河流——不論黃河的幹流或枝流——的兩旁，都常有完善的谷中谷地形和河階地形。河階層數因保存完善程度之不同而不同，最多可達五層（蘭州附近），其中以下部較新的三層，河階發育和保存特別完善，即陝西所稱的頭道原（最上、最老）、二道原和三道原（最下、最新）。各原（即每層河階）高差約自十數米、數十米以至一百餘米。沿河小路、公路和鐵路的選綫，攔河壩的高程，水庫淹沒或浸沒範圍的大小，灌溉渠的修築，以及攔河壩下面可灌溉田地面積的廣狹，在不同的程度上都受這些階地的影響和限制。

又富有地形發展上意義的河道的深切蜿蜒，在陝甘黃土高原地帶尤其是陝北，也特別發育。

(6) 汾渭地塹谷平原區 自西南而東北延長約千餘里，略成弧形，彎向東南。秦嶺地軸(?)以雄偉斷層崖的姿態出現於關中平原(渭河)的南面，拔海約 2,000—4,000 米(太白山)，高出關中平原約 1,500—3,500 米。北界爲渭北低山，由寒武奧陶紀灰岩及石炭二疊紀煤系所構成的斷層崖。此斷層崖東北向延展，橫過龍門，以連呂梁。在呂梁山脈的底部(東部)，局部有寒武紀以前的古老岩層露出。

汾渭地塹谷平原的東南爲拔海約 1,500—1,800 米的中條山地塊，主要由震旦紀前變質岩系所構成的塊狀山岳。此外在山西高原的東部和東南部，出現有由古生代和中生代岩層所構成的燕山褶皺帶。

黃河的主要枝流，涇、渭、汾、洛皆在此地區的中部——龍門與潼關間——匯入黃

河。

(7) 晋豫山地區 位於河南西部及山西東南部，黃河支流伊、洛、澗、沁等水的流域，大部在走向東北西南的燕山褶皺帶中，與大致呈東西方向（實際上是先向東東北至垣曲，後從垣曲流向東東南至孟津，呈一微北面彎曲的弧形）的黃河河道相交。該處河道主要是沿着某些軟弱帶（主要是斷層破碎帶）以橫過震旦紀、古生代和中生代各地層的區域走向。如遇較堅岩層，像震旦紀石英岩、寒武奧陶紀灰岩、三疊紀紅砂岩及第三紀(?)閃長岩岩片等，就構成大小不一的峽谷，如三門峽、王家灘、任家堆、八里胡同、小浪底等，均為較好的比較壩址^[1]。

晉豫山嶺已漸低平，拔海大都不過 1,000 米，惟距河較遠，在黃河以北的析城、王屋諸山，黃河以南嵩山山脈的太室、少室等山，由於斷層升起特高和古老岩層較耐侵蝕的關係，尚特立獨出，高達 1,600 米以上。

(8) 下游沖積平原區 構成華北平原及江淮平原的主要部分，在豫東、魯西、冀南、皖北、蘇北一帶，面積約共達 530,000 平方公里。西起孟津，東達連雲，寬約 700 公里；北接燕山，南界桐柏、大別，長約 1,000 公里，平均拔海在 100 米以下，為亞洲東部最廣大最肥沃的沖積平原，主要是第四紀沉積廣泛發育的地區。

從地貌的觀點看來，河北水系如漳、衛、子牙、馬廠等河，淮北水系如汝、潁、淝、渦、濬等河，主要是黃河的支流，即與黃河三角洲(?)平原同時發展、逐漸向渤海、黃海延展的延長順向河流。黃河下游河道的遷徙，或北走津沽，或南入淮泗乃按照自然規律而發展的必然趨勢。築堤防河只是暫時的治標辦法。河身淤積，繼長增高，如遇百年或千年一遇的洪水，仍有潰決的危險。

因此，防洪為本區最主要、最迫切而需早解決的問題。治本清源，必須在黃河中、上游作好水土保持工作，在三門峽建築高壩，將黃河挾來的大量泥沙大部攔淤在三門峽以上的龐大水庫內。使下游水清則能冲刷，冲刷則下游河道可以加深，可以固定，航運可以改善，灌溉溝渠不致淤滿，洪水可以分流，水位提高可以發電，變水害為水利的綜合利用才能實現。

(9) 山東地壘山岳區 即山東中東部的古老地塊，局部蓋有沉積皮層，受燕山運動的褶曲以及喜馬拉亞運動的斷層隆起而形成地壘的區域。

從發展歷史看來，此區原為東西兩大島：東島可稱為“蓬萊”島，西島可稱為“秦岱”島。由於第四紀沉積物的廣泛發育，主要是黃河三角洲的發展，和汶、膠、淮、泗、永定、滹沱許多河流沖積扇的不斷增長，不僅與太行、嵩嶽、伏牛、方城、桐柏、大別諸

山相連，而且由於膠河沖積平原的展開，使此海中兩島也聯合在一起。

本區高山，西有泰山，拔海 1,532 米，東有嶗山，拔海 1,130 米，主要均由太古界“泰山雜岩”的副片麻岩及花崗片麻岩等所構成。只有在此古老地塊之內，由於斷層下降而保存有古生代、中生代或更新的地層。

二．黃河流域地貌因素的初步分析

影響黃河流域地貌的重要因素，是岩石性質、構造情況、氣候環境與發展階段等四項：

1. 岩石性質 根據黃河流域的地層情況，從地貌的觀點看來（即可能發生同樣或相似地貌的情況看來），可將本黃河流域的岩石分為下列五類：

(1) 結晶岩類——包括花崗岩、花崗片麻岩、副片麻岩、石英岩等，由於岩性堅強，較耐風化的關係，每成高峻的山岳，和幽深的峽谷，例如陝西華陰的太華山、山東東嶽泰山、河南中嶽嵩山、甘肅榆中興龍山、晉南中條山、銀川市以西賀蘭山的大部、和呼和浩特以北大青山的大部、蘭州附近劉家峽、牛鼻子峽、烏金峽，以及洮河茅龍峽、豫西王家灘、任家堆等，主要是由此類岩石所構成，每為自然區域的分界山，和優良壩址的所在地。

(2) 石灰岩類——包括本流域中的震旦紀灰岩、寒武紀灰岩、奧陶紀灰岩等，也構成尖山和深谷，如河南洛陽的伊闕、伊陽的翠屏山、山西的北嶽恒山、山陝交界的龍門山、甘肅（舊屬寧夏）的青銅峽、豫西的大，小八里胡同等，均為此類岩石所成特殊地形的代表。

凡由石灰岩類岩石所構成的地形，一般規模不如前類岩石所成地形的偉大。同時由於灰岩較易溶解的關係，溶洞、漏坑等喀斯特地形往往特別發育，不適用於水壩的建築。當然其中的震旦紀砂質灰岩層、奧陶紀白雲灰岩層和寒武系中的泥質灰岩層及白雲質灰岩層，溶洞較少、較小、較短，較不嚴重漏水。如經過特殊的研究和處理，尚有修築低壩和中壩的可能。

(3) 沙岩、頁岩類——包括黃河上游的白堊紀六盤系、黃河中下游的二疊三疊紀石千峯系、黃河流域分佈很廣的石炭二疊紀各色砂岩頁岩煤系（包括石盒子系、太原系和本溪系等），以及陝北米脂、綏德、榆林等的中生代砂頁岩等（包括瓦窯鋪系及延長系等），每成較小的山嶺或較寬的河谷。榆林的紅石峽、蘭州上游的鹽鍋峽和八盤峽、托縣拐上，軍渡吳堡附近的磧口、龍王辿的壺口、孟津的小浪底，以及黃河

支流涇河的早飯頭、大佛寺、蔡家咀等，無定河的龍灣、汾河古交等处，一般山勢不如前述兩類的雄偉陡峻，只有在河道清水期的峽谷中，有陡峻的斷面可資利用。

(4) 黃土類——包括淡黃色風成黃土、淡紅色紅黃土(舊稱紅色，但紅色土與紅土在字面意義上無別，不若本其淡紅色的特點，且為黃土與紅土中間的過渡層，稱為紅黃土。)及濃磚紅色的保德紅土。由於岩性的特殊，上下節理的發育，沖刷割切的迅速，所以黃土類地區常呈奇峯、絕壁、深溝、漏坑、溶洞及天生橋等黃土喀斯特地形，又因易經河流蜿蜒的往來旁切，造成顯明的黃土階地。

(5) 沖積泥沙類——包括近代河床堆積、黃河下游三角洲堆積、風沙堆積和山口扇形堆積等未固結的物質。由於年代新近、地位低下、物質疏鬆，地盤繼續沉降的關係，一般成平原曠野，為主要的農業區和畜牧區，為農田灌溉工程的主要對象。

這是岩石性質，對於地貌所表現的主要影響。

2. 構造情況 前述岩性和地貌的關係每與特殊地質構造相結合，並因此結合就發生了更顯著的影響。

結晶變質岩類露頭處往往是些古陸塊，或是在斷層上升的地帶，如秦嶺地軸（可能是秦嶺大向斜北翼？）、山東地壘、阿拉善三角地、口北地障，以及五台、呂梁、中條等小型地塊，即為此類山嶽、此類岩石、此類地形的主要所在地。

灰岩、頁岩及砂岩地形，主要見於古生代和中生代的盆地，而現在的地台區域，岩石褶皺除少數狹窄地帶外，一般都非常緩和。例如山陝交界一帶的黃河峽谷地區，所有古生代和中生代的岩層，一般傾角大都在 10° 以下，甚至在 5° 以下，經相當長遠的距離，而傾角變化很小。所成峽谷地形也大致相似，可以選擇的比較壩址就特別多，選在此處或彼處，在地形條件上和地質條件上相差不多。所以非經詳細比較研究後，不易判別其孰優孰劣。與三門峽壩址只有放在閃長岩岩床（或稱岩片）上纔合適的情況不同。

黃土類地層和近代沖積層，一般都近於水平，除了原生的層理、和黃土的上下節理外，很少見有其他次生構造影響到地貌的發展。

凡黃河橫過褶皺走向的地帶，就是黃河橫過山岳地帶，亦即峽谷和優良壩址所在的地帶。青海、甘肅境內黃河附近褶皺的走向，一般是西北——東南，即祁連山走向；與東北流向的黃河幾成正交，河道幾經曲折橫穿此褶皺山岳。一般的規律是在每次橫過一較堅硬的岩層地帶就造成峽谷壩址，在每次橫過一較軟弱岩層的地帶就造成

平川水庫，這樣川峽相間的地形就為水庫和攔河壩造成了適宜的地形條件，其他如橫過呂梁山脈的龍門（即禹門），斜穿崤函山脈的三門峽、任家堆，八里胡同、小浪底等優良壩址，也都以同一原理而形成。當然在有些地方，如龍門、三門、八里胡同、任家堆、小浪底等處，節理的控制、正斷層或逆斷層的存在，對於峽谷地形的發展也起了一些決定性的作用。

3. 氣候環境 主要影响到地質營力和侵蝕方式。例如黃河上游陝甘內蒙一帶，平均年雨量在200毫米以下的乾燥地區，風砂運行特別顯著，晝夜氣候的變化特別劇烈，因而影响到岩石的迅速分解和塵砂的大量遷移，尤以阿拉善高原及鄂爾多斯高原為主要的砂塵供給地。由於西北風的吹送，分別從賀蘭山南部的缺口，吹向中衛；從賀蘭山與狼山間的缺口，吹向磴口；從無定河、禿尾河和窟野河的缺口吹向陝北、晉西；因而增加了黃河砂塵的供給。

乾燥地區的主要地形是戈壁地形與砂丘地形，而砂丘地形又可分為已固定的砂丘地形和未固定的沙丘地形。前者叢生白芨（*Netaria* sp.）或其他植物，個個孤立如墳如覆鐘；後者為波浪狀或新月狀的砂堆，未生植物。凡此種種不同地形，在黃河上游、銀川盆地、河套平原、鄂爾多斯、榆林、綏德等處都有代表。

在半乾燥的山、陝、甘、北部黃土高原地區、風力侵蝕雖較輕微，但由於黃土類土壤顆粒的微小，每變為輕塵，吹向遠方。凡車馬行人的道路，經多年風吹雨沖，變成深溝；同時此等地區的平均年雨量雖小，而降雨時期却非常集中，降雨強度特大，逕流冲刷力很強。加以黃土類土壤的易於崩塌，易於粉碎、易於懸移，所以向上割切甚速，成為千山萬壑的崎嶇地形。陝北無定河下游綏德吳堡附近及隴東慶陽西峯鎮附近都是此類地形的典型代表，也是水土保持的重點地區。

黃河上游、青海高原、祁連山、積石山、巴顏喀拉山一帶；由於地高氣寒，降雪較多，冰川侵蝕已成常見現象。劉增乾^[2]曾在大通河流域發現過冰磧石、冰圍地、幽谷、懸谷、冰川湖、冰積盆地等山冰川地形。

因地下水作用，所發生的特殊地形在黃河流域，除少數灰岩及黃土地區見有喀斯特地形外，一般都不很顯著。奧陶紀灰岩經過志留、泥盆兩紀的侵蝕所成漏坑及落水洞等，據賈福海同志的觀察，已部分地被石炭紀頁岩、砂岩所填塞；而新生代紅土和黃土的被覆，又往往使許多灰岩的喀斯特地形在地面上表現不出來。但為了工程地質的勘測，對此應特別加以注意。

4. 發展階段 在同樣岩石、同樣構造、同樣氣候的自然條件下，因為發展階段

的不同,也可能造成不同的地形。最顯著的例子是黃河流域的陝甘黃土高原中“原”、“梁”、“峁”三種不同的黃土地形。代表幼、壯及壯期以後的三個不同侵蝕時期所形成的三種不同的黃土地形,在地形分區中,曾經指出。

其實,同樣原則也可,而且應當,適用於比黃土更老的岩層。在這些岩石較老的地區,由於歷史悠久、地殼變動頻繁,一定有更複雜的、不只一次的侵蝕和沉積,一定有各種不同種類、不同階段的形態。茲據中國科學院地質研究所 1954 年三月綜合黃河流域從第三紀末到現在,在黃河河谷內可辨別出來的地文期自新而舊、自上而下,簡列如下:

(vi) 泉蘭期堆積	(全新統)沖積層 ~~~~~板橋期侵蝕[己] +
(v) 馬蘭期堆積	(上更新統)黃土層 ~~~~~清水期侵蝕[戊] +
(iv) 周口店期堆積	(中更新統)周口店紅土 ~~~~~滎水期侵蝕[丁]
(iii) 三門期堆積	(下更新統)三門系 ~~~~~汾河期侵蝕[丙] +
(ii) 靜樂期堆積	(上新統上部)靜樂系 ~~~~~未名期侵蝕[乙]
(i) 保德期堆積	(上新統下部)三趾馬紅土 ~~~~~唐縣期侵蝕[甲] +

根據 1954 沿黃河重點勘測的實地觀察,我們認為唐縣、汾河、清水、板橋四個侵蝕期所成的河谷,是比較顯明的,同時也是以前地文學者在北京、張家口及華北等地野外研究所共認的幾個地文時期(末註‘+’號以資識別)。

唐縣期以前(即地形以上最高的山巔平面)有北台準平原(即侵蝕平原),其下為唐縣期寬廣的“V”形晚壯年谷,再下為較窄的汾河初壯年谷或晚幼年谷,再下為更窄的清水期幼年谷,最下和最後為板橋期的近代割切。

攔河壩的最經濟高度一般以清水期的陡谷深度為限。汾河谷的深度雖大,但河谷已稍嫌放寬太多,以致壩身太長、造價太高,需要考慮。唐縣谷的寬度太大,根本太不經濟,無法利用。至每一壩址在各期河谷的具體深度,也很有出入;這不僅是由於河流大小之不同,即在同一河流的鄰近地區,由於河流迴環旁切的結果,在蜿蜒的外下方面,可能將板橋期谷與清水期谷合而為一,或甚而將板橋期、清水期和汾河期谷的一部或全部合併為一個陡崖,因而增加了河谷一邊陡崖的高度。所以黃河兩岸陡崖高度的不同,不是代表自然發展的不合規律,而正是代表自然發展的高度規律。

性。

三．黃河流域現代動力地質作用的進行及其影響

黃河流域新現象的發展，可以改變地貌、影響工程地質條件的為：侵蝕作用、搬運作用、沉積作用、地殼運動和坍塌現象。

1. 黃河水系的侵蝕作用 非常劇烈，尤以在黃河上游和中游的陝、甘、晉、黃土高原地區為甚。引致土壤侵蝕的主要原因，可分為自然的及人為的兩大類：

自然因素可再分為無機因素和生物因素：無機因素包括(i)組成物的性質，(ii)地形的特點及(iii)氣候的特點；生物因素包括(iv)動物作用和(v)植物作用。

(1) 黃土質地均勻，大部是粉砂壤土和粉沙粘壤土，粉砂含量在 60—70% 間，粘粒含量在 10—25% 間，碳酸鈣含量在 10—15% 間沒有團粒結構，粒間團結主要依賴碳酸鈣質，而碳酸鈣質遇雨水（即含有碳酸之水）可溶解流失；加以黃土的孔隙度很高（約 40%），上下節理很多、很完善，更有利於侵蝕作用的進行。黃土下面紅黃土（即紅色土）的滲透係數，乾縮濕漲和冷縮熱漲的程度，與黃土不同、在多雨季節，可沿此兩種土壤的接觸面滑落。保德紅土滲透性更低，其與黃土或紅黃土的接觸面每為地下水聚集所在，因而造成崩塌滑動面的可能性更大。

(2) 黃土區域地表形狀可分三類：(i) 谷地及溝壑中由堆積作用所造成的平原，(ii) 石質山嶺，(iii) 黃土平台，丘陵和階地。

第一類地區，因為多係低下淤積的地方，高差很少；第二類地區，因為石質堅固，且往往有植物被覆，所以侵蝕都不劇烈；只有第三類地區是侵蝕的主要對象，也就是黃河洪水泥砂的主要策源地。

黃土“原”面平宜耕，坡度小（約 2—5°），潛水面深（約 20—30 米），想當馬蘭期末“原”面一定較現在大且更完整；後因溝壑分割，逐漸破碎，只有陝北的洛川原、隴東的董志原等為現餘較大的原地。“原”蝕為“梁”、“梁”蝕為“峁”乃侵蝕演變的一般過程，前曾論及，但也有因原始地形的特殊和溝壑系統的適宜，由“原”直接變“峁”，不一定經過“梁”的階段的可能。

有效起伏是決定侵蝕速度的一個基本因素。在馬蘭期末黃土高原的起伏，究竟成如何情況，現在還沒有足夠判斷的資料。但據野外的零星觀察和推斷，已可做出下列的三項初步結論：

(甲) 在馬蘭黃土甚至紅黃土與紅土沉積之前，黃河水系的分佈情況已大致完成，

即和現在的基本上差不多。

(乙) 在馬蘭黃土沉積的時候，並未將盆地和河谷填平，只是在窪下的地區堆積得比較厚些，在嶺脊地方堆積的比較薄些，因之在黃土建造後的地面，較以前平緩。

(丙) 馬蘭期以後的水系，主要是沿着以前水系的分佈情況而加以刻深延長和局部的小規模改造。

黃土表面乾燥，四、五級風就能發生吹蝕作用。所以風蝕也是黃河上游主要侵蝕動力之一，尤以阿拉善、鄂爾多斯及陝甘黃土高原一帶為甚。

(3) 侵蝕營力的種類：侵蝕作用的強弱，氣候情況，也很有關係。黃土高原區最突出的氣象特徵是雨量強度大（一日最大雨量：西安為 136 毫米，榆林 108 毫米，慶陽 148 毫米，西華鎮 132 毫米，蘭州 118.7 毫米），往往高達全年雨量 $\frac{1}{3}$ 以上，所以黃土的吸收性雖高，也要發生逕流；並因暴雨的直接衝擊，而助長逕流的侵蝕，常見一兩次暴雨所造成的土壤蝕失，可超過全年蝕失量的 70%。

(4) 生物對於侵蝕的影響主要是兩方面的：動物方面的影響主要是破壞性的，它們直接挖掘土壤或間接破壞植物的被覆；而植物對於侵蝕的影響主要是保護性的或建設性的，因為它們可以保護地面不受直接侵蝕；也可以幫助土壤吸收水分、增加和延長地表溫度、提高黃土的粘結性。人類的墾荒、伐木、採藥、挖草，無疑地要助長黃土侵蝕的速度，但人類若努力進行水土保持工作，又可大大地減低黃土的侵蝕速度。這是人類對於破壞和建設的兩方面。

現在略述黃土類地層（包括黃土、紅黃土及紅土等，而主要是被蓋在地表的黃土）被侵蝕的方式：

1953 年中國科學院地理研究所黃秉維教授參加西北水土保持考察後，曾提出陝甘黃土區域土壤侵蝕的方法因素和方式，^[3]曾提出片蝕和溝蝕（原文作溝壑的發育，茲為統一名稱起見改稱溝蝕）兩種方式。

片蝕主要發生在“原”上或凸形的斜坡上。“原”的坡度很小，像董志原和洛川原一般不超過 3° 。農作物在“原”上生長較好，因之由降雨所造成的片蝕很小，由風力所造成的片蝕更不會較水力片蝕大。但在傾斜從 5° 到 40° 或 50° 的凸形斜坡上、雨水片蝕自上而下，由於流速的增加而逐漸增大。特別是在 30° 以上坡地的耕鋤，可引起土壤的溜墜。

在片蝕速度方面，現在已有足夠的資料可作量的分析。據天水水土保持站觀測結果，在斜度 35%（約當於 19° ）的坡地上，每畝每年蝕去土壤 5.474 斤（約當 0.3 厘米

厚度)；綏德菲圓溝試驗站，在沒有被覆的傾角 28.5° 的斜坡上，洒水 46 毫米，閱時 40 分鐘，蝕去 0.8 厘米；按照菲圓溝、谷坊五年淤積的統計和推算，每年地面被侵蝕的平均深度為 1 厘米^[4](0.9 厘米—1.13 厘米)。

溝蝕是流水集中進行侵蝕的方式。溝的縱斷面係以暫時侵蝕基準為起點向上發展所成的凹形曲線；同時溝的橫斷面，由於風化、片蝕和塌方的結果，也在不斷地擴大中。

在互為因果的情況下，溝壑發育是流水集中的結果，也是流水集中的原因。所以流水愈集中，沖成溝壑的速度愈大，而溝壑的不斷增大，更造成更多量流水的匯集。

由於這樣連鎖發展的結果，一方面沿溝線不斷下切，一方面使在同一地區內暴露在外營力的地面增大，另一方面破壞了土壤中原有的平衡而加速物質的移動，所以溝蝕的破壞性比片蝕更大。

溝壑体系的發展程序一般是自下而上，溯源侵蝕，自無而有，自小而大，自少而多。

在溝腦(即深谷開始有跌水處，即地貌學上所說的“泥克點”)未進抵分水以前，在原来的“原”面上，由於天然的、或人為的，高下稍有參差，就形成了流水集中的道路而沖為淺溝，經跌水或急流，匯入溝腦，冲刷溝腦的土壤，使溝腦不斷地向前而且向上推進。當溝腦進抵分水附近，溝壑向上延伸的速度大減，枝溝發育漸形重要。較大較低的溝壑，開始爭取鄰近較小較高溝壑的水源，以進而合併其流域。溝壑系統，因此由小變大。

根據自然規律，黃土高原上水系的正常發展，一般是形成枝狀水系。但由於(i)人為的因素，特別是道路的分佈，(ii)地面組成物質的不同：黃土、紅黃土、紅土或其他岩層；(iii)馬蘭期以前的地形，尤其是原有河谷的分佈；就可能使枝狀水系的自然發展，在或多或少的程度上發生了局部的偏差，因而增加了溝壑体系發育的複雜性。

溝壑的變化是溝腦的前進，溝腦有跌水或較大落差，流水的機械作用、溶解作用、掏空作用、崩陷作用等均隨之發生。一般是水量愈多、水流愈急、含砂愈高、落差愈大、地層愈疏、節理愈多，則溝壑腦的向上進展愈速。

據黃委會涇河水土保持查勘隊在董志原調查資料，多头溝腦進展較單頭溝腦慢，這顯見是與流域面積及水量多寡有密切的關係。

溝腦進展的速度，在不同時間、不同情況下不可能相同。西峯鎮南小河溝，平均每年進展 0.35—1.6 米，東溝每年平均進展 5 米，綏德橋溝右岸支溝每年平均進展 9 米，可作例証。

溝底變化，在縱剖面方面也非常複雜。一般在逕流特大的時期，可能發生冲刷；在逕流較少的年度，可以發生淤積；寬溝的垂直侵蝕較小，窄溝內的垂直侵蝕較大；溝底如遇堅層（如礫石層等）的阻礙，堅層以上的垂直侵蝕即低減；但溝底變化的一般趨勢，是造成一個均勻的上陡下平的凹形曲線。

溝壁變化，即溝身向兩旁擴展的變化，主要是由於物質的重力移動，只有少部分是由於水力侵蝕的旁切作用。物質移動，除了重力的基本原因外，乾縮濕脹、淋瀝溶解、結冰解凍、樹根長大、節理弱面等，直接間接也都能發生不少的影響，而其結果是滑落、陷落和崩塌。坍塌規模之大者可以暫時造成一天然的攔河壩、蓄水庫和淤積平原。綏德橋溝十三年前所發生的滑落體，據估計至少需 100 年的長久時間才能全部沖走。

黃土溝壑放寬的速度不大，據在董志原的觀察和探詢，溝邊的窑洞和樹木，有居住了或生長了數十年或百餘年而尚未塌倒到溝內者。這在人類歷史說起來，不能算不長；但在地質歷史說起來，却是很短的。

總結前述，我們可以肯定地說：溝蝕以溝腦進展的破壞性為最大，如果控制了溝腦的進展，溝底的變化可隨之減少，溝壁的破壞跟着緩和。水土保持工作，應對溝腦的處理予以特別注意。

關於陝甘黃土地區的土壤侵蝕量，黃委會泥沙試驗所曾劃出冲刷嚴重地區，並估計在包頭龍門間，每平方米每年平均為 7.95 公斤，咸陽以上渭河流域每平方米每年平均為 5.74 公斤，張家山以上涇河流域為 3.55 公斤。按黃土比重 1.45 計，則年蝕去的厚度分別為 0.53, 0.39 和 0.24 厘米，比菲園溝^[4]土壩修成後淤積的速度小得多。這可能是因為：(i) 1 厘米的紀錄所代表的是冲刷嚴重區中最厲害的部分；(ii) 冲刷下來物質的一部分未到黃河而中途停積。符合實際的平均數字，約為每年平均沖去 0.5 厘米，但這個數字如果屬實，可也就很不小了。

除了黃土溝腦的溯源侵蝕外，黃河流域中其他任何岩層都可能發生同樣的侵蝕作用，最顯著的是著名的壺口瀑布和谷中谷的現象。

根據馮景蘭的觀察^[5]，壺口瀑布在枯水時可高達 17 米，洪水時期減低到 12 米或者更少。在壺口懸瀑處，黃河河面從三、四百米的寬度減縮為 30 米寬的峽谷，深切入三疊紀紅色砂岩、頁岩內。這一峽谷從壺口瀑布起，向下延展約 5 公里，逐漸放寬，恢復到黃河一般的寬度。壺口瀑布的成因可能與龍門斷層的發生有密切的關係，大約在新生代中期，當龍門斷層發生以後或斷層移動正在進展的時候，黃河曾在龍門地區發生過瀑布或急流；而此瀑布或急流，由於溯源侵蝕作用不斷地向上發展，每年約 5 厘

米(當地農民稱為一針)的速度向上游侵蝕，以達於龍王辿現在瀑布的地方。如果這個假說是可靠的話，壺口懸瀑實等於黃土溝壑的溝腦，亦即黃河較近一次向上侵蝕的“泥克點”。

壺口瀑布的落差应当充分利用，因之壩址以放在瀑布以上為適宜。但為顧到瀑布的向上推進，壩址也不可距瀑布太近，以保證攔河壩在比較長期內所必要的安全。

關於風力侵蝕量，現在就是不準確的估計數字也找不到。但風力侵蝕是決不可忽視的一種自然因素。風力侵蝕的危害性，主要表現在對於土壤性質的影響上。風蝕能剝奪表土中有机質及其他有益成分，尤其是在地勢平坦的主要耕區和水蝕較少的地區，而使之漸變瘠薄。據說被風蝕去的塵土所含氮質及有机質的重量，約三倍於殘餘土壤所含氮質及有机質的重量。這對於農業顯然是一種非常嚴重的損失。西北土壤生產力的薄弱，除了天氣較冷和雨量不足外，風蝕應為其重要原因之一。

2. 黃河水系的搬運作用 具体地表現在黃河的輸砂量上。黃河的輸砂量(即主要搬運量)在陝縣、華縣、張家山、猗頭等處，已有二十餘年的紀錄。例如在陝縣水文站十四整年紀錄中，平均每年輸砂量，即黃河每年平均的主要搬運量為 13.8 億公噸。外加推移和溶移的物質，搬運總量尚不只此數；如推移物質按懸移物質的 10% 計算，溶移物質，按黃河水質分析 550/1,000,000 計算，則黃河平均每年全部的搬運量約達 15.35 億噸。這是世界河流中罕有的龐大紀錄。七、八、九、十，四個月的輸砂量平均佔全年總輸砂量的 82%，尤以八月份最多，可佔全年總輸砂量的 50%；二月河水含砂較少，約為 0.3—0.4%；七、八月洪水期含砂量通常在 5—6% 上下，間或高達 40 以上。

由於地質、地形、氣候、植被等情況的不同，黃河各段的搬運量(輸砂量)，懸殊很大。茲略舉數例：

(1) 在青海循化，全年平均含沙量只 0.15%，輸砂總量約 4,000 萬噸；在蘭州，由於湟、洮、莊浪等河流的匯入，年平均含沙量增至 0.5%，輸砂總量達 1.5 億噸。

(2) 蘭州以下至青銅峽，因祖厲河、清水河等枝流的加入，年輸砂總量增到 2—2.5 億噸。

(3) 經過銀川、河套兩灌溉平原的停淤，包頭黃河八年平均的每年輸砂總量只 2 億噸，全年平均含砂量只 0.6—0.7%。

(4) 在山陝峽谷區，由於無定河、延水及其它含沙高達 50—60% 河流的匯入，致黃河輸砂量大增，龍門站六年平均輸砂達 9.4 億噸。據初步估計，黃河泥沙的來源幾乎有一半(48%)是從包頭與龍門之間的黃土高原沖來的。

(5) 汾河每年輸砂量約 3,000 萬噸，涇洛渭十九年平均每年輸砂總量約 5—7 % 億噸。

(6) 陝縣以下沁河、伊洛河、輸砂甚少，平均每年每河不過 1,000 萬噸左右。

根據上列事實，我們可以總結說，爲了三門峽水庫不至淤積太快，應在黃河托龍段的主要溪流上和涇、渭、洛等主要支流上，建築攔沙壩庫是完全必要的。

黃河搬運泥沙的主要方式是懸移（亦稱懸帶）。據黃河泥沙研究所顆粒分析的結果，黃河下游一般泥沙粒徑小於 0.025 毫米者佔 69 %，且向下游逐漸變細，這就具體說明了黃河中下游地區缺乏粗沙建築材料的實際情況和主要原因。

黃河搬運的一般規律是：

(1) 含沙量在河流斷面內的分佈，是由水面向下，含砂量漸增；只有在水流劇烈擾動的情況下，才有例外（如龍門）。

(2) 水邊一綫的含砂量，一般較斷面平均爲少，在窄深的河槽相差在 15 % 以內，而在寬淺的河道相差可達 40 %。

(3) 在包頭以下幹支流中，一般流量增加時，含砂量也按着流量平方的比例增加。而蘭州的含砂量和流量大小無一定的關係，如係上游幹流漲水，則流量雖增加很多，而沙量增加不多；如附近支流漲水，則流量雖只小增，而砂量可以激增。這與幹支流所經地區的地質情況，顯見有密切的關係。

(4) 在黃河下游七、八月的含砂量，較九、十月同流量的含砂量大，這可能因爲七、八月降雨較劇，而浮土較乾鬆易沖刷的緣故。

(5) 在同一洪峯內，含砂量頂峯多在流量頂峯之後；同一流量，落水時含砂量一般大於漲水時的含砂量；這是因爲泥沙的懸移和沉積都需要一個相當時間的緣故。

不過這些含砂量的測算，只包括水流中的懸移質，推移質究有若干溶移質究有多少？尚係一未全解決的問題。但本常理判斷，溶移質和推移質都不能完全沒有，因之用輸砂量作搬運量似乎是稍小一點。

3. 黃河水系的沉積作用 這是黃河現代動力地質作用的另一面，與黃河水系侵蝕作用相對立，而又結合侵蝕作用，爲其所造成的必然結果。侵蝕可發生於黃河流域的任何地區，但主要是在黃河的上游和中游，尤其是在山、陝、甘黃土高原地帶。沉積也可發生於黃河流域任何地帶，但主要是發生在孟津以下的黃河大三角洲沖積平原地帶及中游的河套平原地帶。

淤積作用對於黃河的泛濫、遷徙改道、河套平原與華北大平原的生成，以及發電、

航運、灌溉及水工建築等，都起着決定性的作用^[5]。

我國近代水利專家李儀祉說：“觀黃河者須知孟津、天津、淮陰三角洲形，直可以三角洲視之，魯東山地，其昔海島也。”他又引陳省齊言，說明黃河的淤積是河道潰決的主因：他說：“夫河之決者，皆由黃水暴漲，下流壅滯，不得遂就下之性，故旁流溢出，致開缺口；決口既開，旁流分勢，則正流愈緩；正流緩則沙因以停；沙停淤淺，則就下之性，愈不得遂，而旁決之勢益橫矣。”^[7]

又據徐近之同志的研究^[8]及其它研究者的報告，我們對於黃河大三角洲(?)的生成可作下列的推論：

(1) 在華北平原形成以前，現在的淮北，當時海深可能較小，太行山以東，當時海水深度較大，因為現時黃河以北、太行山麓以東、黃河沖積平原上無石質小山露出，而淮河下游一帶，此類石質小山頗多。天津附近沖積層很深，而淮河中游新蔡固始一帶沖積層很淺，因之三角洲向東南推進得比較迅速而穩定。

(2) 豫東洪河谷的大部分與淮河中游，是順着大三角洲西南面，與較老的淮南地塊間側面低地間所成的河流，而西北東南向排列整齊的淮北諸水，都呈延長順向河流，隨着三角洲的發展而逐漸延長。

(3) 太行東麓黃河大三角洲北側面低窪地帶，因沁、漳、滹沱、潞龍、永定諸河沖積扇的發展，將該區分為數段：滑縣以上的衛河可能是利用這個側面窪地的一部分，潞龍河及其下游的西淀和東淀明示側面窪地最北的範圍。

禹河故道所以能長期使用到 1,600 年之久，可能是因為它符合於天然的形勢——即三角洲沉積與複扇形堆集間的低窪地帶。

(4) 三角洲向東推展，以鉗形的包圍形勢與山東地壘連接，魯西湖沼窪地便是三角洲正面與地壘間窪地的遺跡。南旺運河南北分流處可能是由於汶河沖積扇的發展改變三角洲前部窪地地形的結果，這樣對於此段航運的困難可以找出地文上的說明。又此大三角洲，在山東地壘南北兩面的窪地，在北有小清河谷，在南有韓莊宿遷間的不牢河，和宿遷流陽以下的薔薇河。

(5) 河北水系(即海河水系)凡流經大三角洲北部者，與淮北平原諸河，在某一時期曾經為黃河的減水河，黃河的遷移奪流，“或北走津沽或南入淮泗”，與其說是奇怪的事情，勿寧說是自然的趨勢。在黃河大三角洲發展的長期歲月中，“黃河之水”無拘無束地走來走去已不知若干次。四千餘年來黃河遷徙的歷史紀錄，只是其中很小的一部分。

(6) 黄河下游主要沼澤的發生和消滅,是与黄河的淤積、黄河的泛濫遷徙,黄河三角洲的發展分不開的。

(7) 關於黄河三角洲成長的年代和向海推進的速度,尙少可靠的論據。丁驥^[9]據前申報館地圖,以 50 米爲華北平原內緣,量出平原總面積爲 295,000 方公里,黄河古三角洲或冲積扇面積約 123,000 方公里。在最近 4,300 餘年中,海岸綫向渤海推進約 80 多公里。又由估計黄河被侵蝕量,推知黄河每年的延長率爲 48 米。

許景騏^[10]推算黄河在 1855 年前約 100 年間,黄淮三角洲的平均進展速度每百年約 7—10 公里,即平均每年爲 70—100 米;同時下游河床升高約 1.5 米,即每年平均升高約 1.5 厘米;堤決防止後,每百年河床升高 2—3 米,即每年升高 2—3 厘米。

前日本东亚研究所報告,京漢綫黄河鉄橋以东 50 万方公里的平原上,黃土堆積達 7,000 立方公里。假定古今黄河輸砂量相同,需時約七千數百年始有此大量沉積。又指明此三角洲現時每年伸入渤海的速度爲 270—330 米;其表面降度爲 1/6000;在海面下的降度爲 1/1500^[11]。

安立森謂黄河海口三角洲,每十年延長 2 公里半,即每年 250 米;沉積弧長達 100 公里,如口門定於一处,每年延展可達 1 公里^[12]。

據 1953 年黄河海口查勘報告:甜水溝 1950 年汛期後,淤高 5—6 分米;神仙溝 1950 年也落淤 5,6 分米。又經調查,從 1950 年迄今(1954 年春二月底)經過了三個汛期,甜水溝向海中展長約 10 公里,神仙溝展長約 7 公里,河口向海展長每年約 3 公里,攔門沙順河方向延展約 2.5 公里,一般深度僅 4—5 分米。

最近一次黃泛(1938—1947 年)區的沉積厚度,據西北大学夏開儒的研究,^[13]最厚達 4 米,最薄处不足 1 厘米,平均厚度約 2 米。其分佈情况略如下表(表 1)。

表 1 1938—1947 年黃泛區淤積厚度表

地 名	淤積厚度(米)	地 名	淤積厚度(米)
京 水 鎮	0.3	扶 溝	3.0
中 牟	1.0	那 陵 丁 橋	1.0
朱 仙 鎮	1.0	大 新 集	3.0
蘆 館	3.0	清 河 驛	1.0
北 曹	2.5	西 華	3.0
白 潭	2.0	太 康	0.5
呂 潭	1.0	尉 氏	2.0
包 屯	2.0		

總起來說,我們對於黄河淤積現象的研究做的不够多,具体可靠的數字比侵蝕數

字更少。但是爲了灌溉、航運等具體問題的參考，沉積方面的研究应当加強一些；因爲系統地研究黃河及其支流沉積的速度和數量，不僅它本身有實際意義，同時也是檢查水土保持效果的一種可靠辦法。

4. 黃河流域的地殼運動及地震現象 關於這方面的科學資料很少，尙難作出可靠的結論。但有許多零星的事實已顯明地指出，黃河流域的地殼運動，現代仍在繼續進行中。

關於地殼的升降運動我們可以指出，在銀川平原、後套平原、呼和浩特平原、汾渭地塹谷平原以及廣大的華北平原，現代都還有沉陷的跡象。茲舉數例以明之：

(1) 在後套陝壩鎮，爲取飲料水曾掘深達 30 米以上的深井，反得黑色臭水，顯見是以前的沼地，而現已深居地面下。

(2) 大青山下某市，在最近一、二十年內地下水面有顯著的上升。

(3) 陝北米脂、綏德，河南洛陽、鞏縣等地，明清墓碑、石坊及古代建築，現有一部、或全部埋沒在近代沖積層中，顯見這不是局部，而是黃河流域的普遍現象。

(4) 天津鑿井記錄，在數百米下尙發見淡水介殼在沖積層內。

(5) 開封宋代鉄塔原建在小丘上（“夷山”），現塔基已在平地上。

(6) 開封南郊禹王台附近某深井，在現在井口下一丈餘尺的深處，遇到以前的舊井口。

(7) 根據黃河鉆探記錄，在某些地點河床沖積覆蓋層可厚達數十以至百餘米才遇到基岩。

這些事實究竟是純粹淤積作用的結果，或是沉陷和淤積同時進行所發生的結果，尙待詳細研究分析。

但更重要的是有些地區的斷續上升現象。這種現象表現在河谷的階地地形、谷中谷地形及河流的深切蜿蜒現象中。

例如前述的六個地文時期，就代表自第三世紀以來的六次上升運動；而最後的板橋割切，也就代表現代的上升運動。

其次，關於地震運動，李善邦同志曾根據多數的歷史記載（地方誌記載）和少數的實際觀測科學記錄，作出黃河流域的地震烈度圖。根據此圖，我們可初步作一結論說：“黃河流域”是中國地震比較多的地區”。這些地區顯見與近代造山運動及斷層活動有密切的關係。例如：

(1) 本流域中地震最劇烈的甘肅地帶，有四個主要震區：

(i) 古浪區: 位於祁連山北麓的強烈山麓褶皺帶內。

(ii) 海原區: 位於六盤山西北坡, 屈吳山與雲霧山之間, 亦即六盤山麓褶皺帶、華力西褶皺帶、燕山褶皺帶及鄂爾多斯地台各大地質構單位的交界處, 可能以斷層構造的關係相接觸。

(iii) 銀川區: 主要在銀川市西北的賀蘭山內, 與賀蘭山區燕山褶皺帶中的逆掩斷層有密切的關係。

(iv) 慶陽區: 涇河上游環縣慶陽一帶, 也常有相當烈度的地震, 但因被深厚黃土層所覆, 構造關係不明。

(2) 陰山地震帶: 主要在陰山大青山南麓與河套平原接近地帶的大斷層構造線上, 如在五原及呼和浩特附近, 一直到新近地質時期尚在不斷的升降運動中。

(3) 汾渭地塹谷地震帶: 在地理分佈上自東北而西南, 大致與汾渭地塹相符合, 地震烈度僅次於甘肅地震帶。

由於此地塹谷比較窄狹, 其兩邊都是大斷層(主要是反動層), 且在近代尚在活動的情形下, 地震的不斷發生即其表現。

根據過去歷史記錄, 此帶最強的震區在潼關與渭南之間, 其次在汾陽與臨汾附近, 再次則為三門峽附近。

(4) 華北平原地震區: 華北平原地震一般不很顯著, 其中地震較烈的地區是在河北邯鄲附近和山東荷澤一帶, 至濟南以東、博山以北、小清河上游一帶, 比較更弱。

因為華北平原有黃河沖積層的蓋覆, 地下構造情況更難明瞭。

在選擇壩址和設計水工建築物時, 必須充分考慮地震的烈度問題。

5. 黃河流域的坍塌現象 岩層坍塌主要是侵蝕及地震的結果, 因為它影響黃河流域的水工建築很大, 所以特別提出來討論。

坍塌現象在黃河幹流及其大小支流中都很常見。此次勘察所見的實例, 如潼關風凌渡北岸的坍塌、三門峽南口左岸閃長斑岩的坍塌、甘肅鹽鍋峽下口左岸的坍塌、西峯鎮試驗站溝附近的坍塌、蘭州皋蘭山的坍塌(1952年)、大寧縣昕水河支流岸的坍塌(1954年6月10日我們往壺口時未見坍塌, 6月11日下午後從壺口回大寧時, 已見有局部坍塌, 阻河成為小湖), 都給我們以深刻的印象。那就在黃河幹流及其支流沿岸, 坍塌是很常見的, 尤其是在壁立的黃溝壑中坍塌更是普遍。因之預防坍塌及實測和估計水庫周圍的坍塌量, 就成為工程地質所必須研究的重要問題之一。

歸納黃河流域坍塌的原因可能有下列數種:

(1) 岩層性質的關係：含粉沙和碳酸鈣質很高的黃土，經大雨飽和及碳酸水溶解後，低減粘結能力，即行流動；含可溶鹽類的紅頁砂岩，亦有類似情況。

(2) 構造的關係：在原生黃土、六盤系紅色砂岩及閃長斑岩內，近於垂直的節理都非常發育，這些節理就造成流水侵入的道路、風化進行的軟弱面和破碎崩解的分開面。

(3) 地下水情況：侵入節理或層面間的雨水，可能使吸水層飽和而滑動，為發生坍塌的一個主要原因。

(4) 地震作用：強烈地震每為大規模坍塌的主因；據說鹽鍋峽下口的大坍方，就是在若干年前地震時候所發生的。

(5) 礦洞陷塌：三門峽下方黃河右岸，閃長岩岩片坍塌石方很多；據說主要是因為閃長岩岩片下面煤系中的煤層，因開採掏空沉陷所致。當然此處岩片的節理很多，也是容易坍塌的另一因素。

黃土坍塌與水庫容量的關係，經 Г. П. 阿格林地質專家提出，引起大家注意。黃河幹支流上的壩址和水庫——尤其水庫——大都是在黃土類土壤的範圍內。這種懸崖峭壁的黃土，如經蓄水淹沒、浪波衝擊和水位升降（曳降）所引起的坍塌，是一定不可避免，同時也是相當大規模的。如按蘇聯先進經驗，將黃土在水中的靜止角以 5° 計，一定有大量的土方坍入庫內，一定要減少水庫的容積和縮短水庫的壽命。在工程設計的初期，即有必要注意此種變化，而預先研究，更需以即將蓄水的已成水庫作為試驗站，詳測水位漲落所發生的影響，作為黃河設計的根據。

據說黃河及其支流沿岸，大規模的山崩可能發生急流、險灘、天然攔河堰壩、壅塞湖、和淤積谷底的狹長平原。我國四千餘年前，“大禹”時代的“洪水橫流，泛濫於中國”（當時中國只限於山西省西南部）。是否與當時大規模山崩有關，乃治河史上一個應當研究的歷史問題。

四．結 論

根據黃河流域地史的綜合研究和地貌演變的初步分析，可暫作出下列的推論，以為本文的總結：

(1) 黃河河道的發展不但是奇特的，極不平凡的，而且在時間上是非常久的。以前研究者，看見山陝交界的峽谷急流，即認為此段河道是幼年河道，並進而推論這段河道係由黃河新近奪流所造成。這不一定是正確的。如果觀察一下此段河道唐縣老

期谷的存在,汾河谷、清水谷的深刻,和下切河曲的存在,就知道这段也是很老很久的河道,其悠久的程度絕不亞於潼關以下或銀川以上的河道。

(2) 黄河孟津以下的廣大冲積平原,因為面積太大、形狀太特殊,有人不敢直認為三角洲,有人估計這個三角洲只在六、七千年的歷史時間就能造成;有人將這個三角洲不列入黄河流域的面積內,这都是不很妥当的。黄河下游冲積平原具有三角洲的正当地位,但是否有三角的特殊構造,尚待詳細研究。面積形狀並不是判定其是否為三角洲的主要根據。只有承認和了解了黄河三角洲或下游冲積平原的特點,對於黄河下游的防洪、灌溉和通航才有符合於自然規律的看法和正確處理的方法。

在洪荒初闢的黃河流域,人類罕到,農墾未興以前,黄河的冲瀾可能不如現在的嚴重;因之黄河所挾帶的泥沙可能不如現在的多量;黄河上游、中游的湖泊——暫時的攔沙池——如銀川盆地、河套盆地、汾渭盆地等,可能大部將黄河的泥沙截住,因之黄河三角洲的展延速度,無法証明共和現在是一樣的;因之造成時間的估計——七千餘年——一定会失之太小。

(3) 从黄河及其支流沿河的階地看來,从黄河及其支流的深切蜿蜒現象看來,黄河流域的侵蝕輪迴,決不只一次;黄河流域是在不斷的,間歇性的上升中;近代有些地區仍然是一個上升的時代,所以有板橋割切的進行,和地震的時常發生。築壩的可能高度,不僅要注意到壩址基岩的承载力,而且要注意到黄河階地的高度和地震强度。

(4) 由侵蝕基準屢次變化的結果,在寒武陶紀灰岩地區,溶洞的分佈可能很廣;溶洞的深度,可能很大。不过經志留泥盆兩紀的長期侵蝕在震旦、寒武,尤其是奧陶紀灰岩內所造成的深長溶洞之一部或大部,已被石炭紀沉積灰岩層所充填;而以後在中生代,或新生代侵蝕所成溶洞,及可能被第三紀,及第四紀的紅土,黃紅土或(及)黃土所填充;因之對每一地區溶解的實際情況,應作進一步的觀察、鉆探和研究,才能有把握地肯定其具體情況。在未能肯定溶洞詳細情況之前,應儘可能避免在石灰岩區設計築壩,尤其是高壩。

(5) 關於古代風化層起伏情況,以及化學風化很深岩層的分佈情況,現在沒有足夠的資料和研究,可以作肯定的答覆。但根據過去的觀察和經驗,可初步作出下列原則性的答案:

(i) 太古界泰山雜岩和五台系變質岩與震旦紀石英岩之間,往往有古風化面,此風化面在河南中嶽嵩山西麓曾經看到^[4];在黄河其他地區,也可能有同樣情況的存在。

(ii) 奧陶系與石炭系或石炭二疊系之間，在黃河流域廣泛存在着顯著的風化面；在這一面上，往往有山西式赤鉄鑛層，厚 0—2 米，爲非常顯著的界限。因爲這是一個軟弱層帶，水壩佈置，一定要避免這個軟弱帶；這個風化軟弱帶的起伏變化並不大，很容易認識和追尋。

(iii) 紅土、紅黃土及黃土下面，與較老岩層之間，經常是一個顯著的風化面或礫石層或冰積層，最易漏水。黃河支流涇河上的早飯頭，蔡家咀及巴家咀，晉南涑水流域都有這種現象，應加以注意和詳細研究，尤其是涑水流域及黃河與涑水間之分水嶺。

(6) 黃河在甘青交界以上，是較新加入黃河水系的部分，已有地形上的証明^[6]，黃河在甘肅境內橫穿潛丘的現象是否上層遺留發展的結果(?)，所謂上層是新生代地層抑中生代地層？在那個地區，以那種地層爲主？尙待今後的研究。

(7) 最後我們必須指出，黃河流域的地貌，及現代動力地質作用，對於壩庫址的選擇、攔河壩的高度、水庫的壽命、防洪、灌溉、航運、水土保持和土地利用等一系列的問題，都很有關係，應爲今後研究黃河的一個主要方向。我們現在所能掌握的材料太少，只能作出一般原則性的討論，和對此複雜問題各主要方面的初步分析。將來資料多時，應當作進一步的研究。

參 考 文 獻

- [1] 馮景蘭，1951，豫西黃河填址地質勘測報告。人民水利，第四期，6—11頁。
- [2] 劉增乾，1946，地質論評，11卷，247—253頁。
- [3] 黃秉維，1953，陝甘黃土區域土壤侵蝕的因素和方式。地理學報，19卷2期，163—186頁。
- [4] 羅來興、祁延年，1953，陝北綏德莊園溝流域黃土邱陵區溝發育與侵蝕量計算的实例。地理學報，19卷2期，187—194頁。
- [5] 馮景蘭，1934，“A tentative estimate of the Age of the Graben fault of central Shensi and Shansi.” 中國地質學會誌，XIII卷，2期。
- [6] 馮景蘭，1954，黃河的特點和問題，科學通報，1954—9期，38—41頁。
- [7] 李巖祉，黃河根本治法之商榷。華北水利文選第一集，63—92頁。
- [8] 徐近之，1953，淮北平原與淮河中游地文。地理學報，19卷2期，203—233頁。
- [9] 丁驥，華北平原之生成“水利”，15卷，80—88頁，中國水利工程學會編。
- [10] 許京騏，1950，黃河堤之試驗與研究。南京水利試驗與研究報告。
- [11] 夏孟輝(唐志傑譯)，1950，黃河治水及水運調查報告。
- [12] 吳居勉，古今治淮圖，總85頁。
- [13] 夏開儒，1953，豫東賈魯河流域黃泛沉積。地理學報，19卷2期，245—253頁。
- [14] 馮景蘭、張伯聲等，1951，豫西地質鑛產調查報告。河南地質調查所出版。