

4. 水文地質調查

4 水文地質調査

4.1 調査方法

水文地質構造の解明は、地下水資源評価およびそれに基づく地下水開発・利用計画を策定するために必要となる最も基本的な項目である。

本調査地域では 1950 年代から 2004 年 2 月まで、新疆地質鉱産局、新疆生産建設兵団観測設計院、ウルムチ地質勘察科学技術開発公司、新疆ウイグル自治区水利水電勘測設計院、新疆ウイグル自治区水文水資源局、玉門石油管理局等の調査・研究機関によって数多くの水文地質調査が実施された。本調査では、既往調査による 100 本以上の試掘調査および揚水試験結果、20 点以上の物探調査および関連する同位体調査を含む水質分析等の資料を上記関係機関から収集し、本件調査の基礎参考資料として活用した。

しかし、既往調査の多くは給水水源地の評価など特定の目的で実施されており、調査範囲や調査手法、調査数量が限られているため、調査地域であるトルファン盆地全域の水文地質構造を解明するためには十分でない。

したがって、本件調査では水文地質調査が主に 4 つの調査項目から構成されるように計画した。

1. 水文地質解析

これまでに実施された水文地質関連調査について、可能な限り報告書、図表類、その他関連資料を収集・整理して、調査結果を分析する。これらの既存資料に基づき、トルファン盆地総合水文地質図、トルファン盆地水文地質断面図、トルファン盆地環境水文地球科学図、トルファン盆地第四紀地質図および断面図等の図面を作成し、既存資料により得られた調査地域の水文地質構造をとりまとめる。

また、スペースシャトル地形データ (SRTM) の 3 秒メッシュ (約 90 m) 地形標高データや SPOT、LANDSAT などの衛星画像データを収集・解析し、トルファン盆地および周辺地域の地形や地質状況を把握する。

2. 物理探査

トルファン盆地内の基盤深度分布および第四紀層の層相を推定するために、TEM 法による物理探査を実施する。TEM 法による探査地点は合計 200 地点とし、北盆地および南盆地の基盤構造を把握するために測点をなるべく均等に配置する。探査深度は 400~600 m とする。

3. 試掘調査

トルファン盆地を構成する第四紀層の層相や基盤深度を確認するとともに、地下水質層序を確立して水文地質区分を行うために試掘調査を実施する。試掘調査は北盆地で 1 箇所、南盆地で 4 箇所の合計 5 箇所で行うこととし、試掘本数は北盆地の掘削箇所 1 本、南盆地では各掘削箇所 2 本ずつの計 9 本とする。掘削深度は最大 400 m、試掘井 9 本の総掘進長は 1,900 m とし、各掘削箇所の深層試掘井において不攪乱地質試料の採取と孔内物理検層を行う。

4. 揚水試験

トルファン盆地に分布する帯水層の帯水層係数を得るために、上記で掘削した試

掘井において揚水試験を行う。揚水試験は段階揚水試験、連続揚水試験、回復試験の3種類を行い、透水量係数や貯留係数等のパラメータを算出する。

4.2 地形と地質

4.2.1 地形

a. トルファンーハミ盆地

トルファン（吐魯番）盆地は天山山脈の東部に位置する山間盆地である。トルファン盆地は、広域的には東に隣接する哈密（ハミ）盆地と合わせてトルファンーハミ盆地（あるいは吐哈盆地）とも呼ばれることがある（図 4.2.1参照）。天山山脈は新疆ウイグル自治区からキルギスタン共和国にかけて東北東 - 西南西方向に延びる全長 1,700 km の山脈で、トルファンーハミ盆地周辺の天山山脈は、盆地北側の山脈が東部天山山脈、西側の山脈が中部天山山脈に属する。トルファンーハミ盆地はほぼ東西に伸びる細長い構造盆地で、標高 800 m 以下の等高線は閉じた形状を示す。トルファンーハミ盆地の大きさは、標高 800 m の等高線分布で見た場合、東西方向で約 500 km、南北方向で最大約 120 km である。

盆地内の標高はトルファン盆地の方が低く、標高 0 m 以下の低地の面積は 3,400 km² あまりに達する。トルファン盆地の中部にある艾丁（アイディン）湖は盆地の最低点で、これは中国の最低点でもあり、その海拔標高は-155 m である。これに対して、ハミ盆地では標高 0 m 以下の低地は存在せず、盆地内の最低標高は約 45 m である。

トルファンーハミ盆地の北側には、標高 2,000~4,000 m 級の東部天山山脈の山列が東西に連なり、その北西側にはジュンガル（准噶尔）盆地が分布する。一方、トルファンーハミ盆地の南側には、西から分岐した中部天山山脈の山列が分布するが、その高度は東に向かって下がり、トルファン盆地南東部からハミ盆地南部にかけては標高 1,000~1,200 m の丘陵地となる。

トルファンーハミ盆地の南西には、西北西 - 東南東方向に長軸をもつ 2 つの比較的小さな盆地があり、中部天山山脈の南側には広大なタリム（塔里木）盆地が分布する。

b. トルファン盆地集水域

トルファン盆地とハミ盆地は、地形的にトルファン盆地の東部にあるクムタグ（庫木塔格）砂漠東方の鞍部（標高約 295 m）により分けられる（図 4.2.2参照）。トルファン盆地の北側は東部天山山脈、西側は中部天山山脈、南側は中部天山山脈およびそこから連続する低山～丘陵が境界となっている。

トルファン盆地とは一般に盆地内平原部のことを指すが、その集水域は図 4.2.2に示すように、北側では東部天山山脈の主峰である博格達（ボゴダ）山（標高 5,445 m）や、西側では標高 4,500 m 級の中部天山山脈の主列にまで及んでいる。集水域の南側境界は、西から東に標高が低くなり、托克遜（トクソン）の南方に位置する却勒塔格（クルタグ）山（標高 2,591 m）より東側では、標高 2,000 m 以下の低山～丘陵地となっている。

トルファン盆地の中部には、托克遜北方からトルファン西方にかけては標高 300~600 m の塩山（エンシャン）が、また、トルファン北方から鄯善（シャンシャン）にかけては火焰山（最高峰 851 m）が東西に帯状に分布している。このように、トルファン盆地は盆地中部に東西に分布する塩山～火焰山によって、北盆地と南盆地に分けられている。

トルファン盆地集水域には、図 4.2.3に示すように合計 14 本の通年河川があり、これらの河川水が盆地内に流入している。このうち、盆地内を自然流下して最終的に南盆地の艾丁湖に到達する河川水は白楊河と阿拉溝のものだけであり、両者は托克遜で合流して托克遜河として艾丁湖に流入する。このほか、南盆地に流入する通年河川には、南から烏斯通溝、祖魯木図溝、魚尔溝、柯尔碱河がある。一方、北盆地に流入する河川は 8

本あり、このうち大河沿河、塔爾朗河、煤窑溝、黒溝、恰勒坎河の 5 河川がトルファン市域に流入する。また、鄯善県には二唐溝、柯柯亞河、坎尔其河の 3 河川がある。これら 14 本の通年河川の流域分布をみると、トルファン盆地南西側の天山山脈に主たる流域をもつものが烏斯通溝～柯尔碱河の 5 本、盆地北側の天山山脈に主たる流域をもつものが白楊河～坎尔其河の 9 本である。盆地北側の天山山脈に流域をもつ河川は、白楊河を除いて通常の自然状態では、盆地内に入って数 km の範囲で地下浸透により河川水が消滅する。

c. トルファン盆地

トルファン盆地内の地形を詳細に検討するために、SRTM-3 データを使用して盆地内の地形等高線分布図（図 4.2.4）を作成した。また、図 4.2.5には、トルファン盆地の南北方向の地形断面図を示す。これらの図からも明らかなように、北盆地は南盆地よりも標高が高く地形面傾斜が比較的急であるのに対し、南盆地は地形面傾斜が中央部にいくほど緩くなる。

北盆地は南北方向の幅が約 20 km であるのに対して、東西方向の延長が約 170 km であり、東西方向に細長い帯状盆地である。南北方向の幅はトルファン北側の火焰山西端部で約 13 km と最も狭く、鄯善付近では約 35 km と広がる。北盆地の面積は、盆地内の基盤岩分布域を含めると約 4,900 km²である。

北盆地の標高は北から南にむかって低くなり、地形勾配は 0.8-2 %である。北部の山地と接している地域の標高は 700-1,200 m であり、南部の火焰山と接している地域の標高は 300-500 m である。主要河川に沿って扇状地が発達しており、とくに大河沿河、塔爾朗河、煤窑溝扇状地は他よりも標高が高く盛り上がった形状を示す。これに対して、鄯善県の二唐溝、柯柯亞河、坎尔其河沿いの各扇状地は地形が緩傾斜であるが、扇状地の面積はトルファン市の主要河川のそれよりも大きい。北盆地南部の火焰山と接する地域のうち、勝金口や连木沁（ラムジン）などでは下流に火焰山を刻む侵食谷が発達しているため地形面が盆状を呈し、とくに勝金口ではそれが顕著である。なお、北盆地の東部では、基盤からなる孤立した残丘が鄯善市街地北部など数箇所で見られる。

北盆地と南盆地を区分する塩山および火焰山は、大局的には東西方向に帯状に分布するが、詳細にみると両者とも屈曲して分布しており、トルファン付近では塩山と火焰山は不連続となっている。また、鄯善付近でも火焰山は不連続となっている。トルファン付近における塩山と火焰山との不連続部の幅は約 10 km あり、ここで北盆地と南盆地は直接連続している。

南盆地は、厳密には艾丁湖を中心として北側を塩山－火焰山、東側を庫木塔格砂漠、北西側を托克遜の北西約 30 km に分布する北東－南西方向の基盤岩露出域により境される盆地である。南盆地の南北方向の幅は約 40 km であり、東西方向の延長は約 180 km である。北盆地と同様に東西方向に長い盆地であるが、南北方向の最大幅はトルファン付近で約 50 km あり、北盆地よりも幅が広い。南盆地の面積は、盆地内南部の基盤岩分布域を含めると約 7,100 km²である。

南盆地の中央部から東部の大部分は標高 0 m 以下の低地となっており、地形等高線は盆地内の最低点艾丁湖を中心に環状に分布している。地形勾配は南盆地周辺部では 2%程度で、中部では 1%前後、艾丁湖周辺では 0.4%と小さくなる。南盆地西部の標高は 800～1,500 m であるが、南部では艾丁湖南西で 400 m 程度であり、艾丁湖南東では 0 m 以下となる。このほか、托克遜やトルファン、火焰山南縁部、庫木塔格砂漠との境界部などの標高は約 0 m である。標高 0 m 以下の低地の面積は約 3,450 km²、標高-100 m 以下の面積は約 1,450 km²である。南盆地では北盆地と比較して扇状地の発達が悪く、小規模な扇状地が南西部および北西部に見られるだけである。

トルファン盆地東部に位置する庫木塔格砂漠は広義には南盆地の中に含めることもできるが、独立した地形特性をもつ砂漠である。庫木塔格砂漠は東西の幅が約 60 km、南北の長さが約 40 km、面積が約 1,980 km² であり、東北東 - 西南西方向に長軸をもつ。東部から中部にかけては北西 - 南東方向の砂丘列が発達するが、西部では西に向かって砂丘列の方向が南北から東北東 - 南南西方向に変化し、南部では砂丘列が不規則に分布する。庫木塔格砂漠は周辺の地形よりも 100~200 m 標高が高い特徴があり、砂漠内の標高は東部が高く 500~600 m であり、西部では 100~400 m である。なお、庫木塔格砂漠の中北部には、東西約 15 km、南北約 6 km の基盤岩露出域が東北東 - 西南西方向の長軸をもち分布している。

托克遜北西の阿拉溝左岸に東北東 - 西南西方向に分布する基盤岩の北西には、南盆地とは基盤岩で区切られた扇状地性の盆地がある。この盆地も広義には南盆地に含めることができるが、水文地質学的観点から南盆地とは区別して扱うほうがよい。

d. 接峰面と切谷面

SRTM-3 の約 90 m ごとの地形標高データを用いて作成した 8 km 格子の接峰面図と切谷面図を図 4.2.6 に示す。接峰面図は侵食前の原地形を再現するために作成されるが、本調査ではトルファン盆地周辺の侵食前の原地形面分布を把握するために、比較的大きな 8 km グリッドごとに最高点を抽出して接峰面図を作成した。これによると、トルファン盆地周辺の基盤岩山地がいくつかのブロックに区分される。盆地北側の東部天山山脈では、周囲より一段高い博格達山ブロックが認められるとともに、盆地西部北側の東部天山山脈には東西方向に原地形面の山稜があることがわかる。一方、盆地西側の中部天山山脈は、大きく北側と南側の 2 つのブロックに区分される。

トルファン盆地周辺の切谷面図も、接峰面図と同様に 8 km グリッドを使用して、各グリッドの最低標高点を抽出して作成した。切谷面図は、自然状態での地下水位の分布によく似た形状を示すことが知られている。作成した接峰面図をみると、8 km 格子では盆地内の火焰山や塩山の高まりが認められず、滑らかな形状で周囲の山地から盆地中心に向かって切谷面標高が下がることがわかる。また、盆地北側や南西側では切谷面の変曲点が直線状に分布しており、比較的大きな地質構造線が存在することが推定される。

図 4.2.6 の下部にはトルファン盆地東部達朗坎（ダランカン）付近の南北断面図を示すが、この断面に沿う自然状態での地下水位の分布は、切谷面分布と調和的に北盆地で高く南盆地で低いことが推定される。

4.2.2 地質

トルファン-ハミ盆地周辺の広域的な地質分布について、Shao et al.(1999) が作成した平面図と断面図を図 4.2.7 に示す。この地質平面図には主に中期中生代以前の地質分布が示されているが、トルファン-ハミ盆地の南側には先カンブリア界の結晶片岩類がほぼ東西に帯状に分布しており、その北側には断層を境にしてトルファン-ハミ盆地を取り巻くように上部古生界の海成砕屑物や火山噴出物が分布する。トルファン-ハミ盆地には、上部二畳系から第四系までの層厚 7,000 m 以上の地層が堆積している (L.Shao et al., 1999)。

トルファン盆地およびその周辺地域の地質層序表を表 4.2.1 に、また、第四紀の地層分布までを表現した地質平面図および地質断面図を図 4.2.8 および図 4.2.9 に示す。

トルファン盆地および周辺地域では、後述するように地質構造の影響を受け、オルドビス紀までは侵食期であったため、先カンブリア界、カンブリア系およびオルドビス系

の地層が分布していない。盆地周辺部に存在する地層はシルル系、デボン系、石炭系、二畳系、三畳系、ジュラ系、白亜系および第三系である。地質年代の順に山地から平原部に向かい新しい地層が東西方向に帯状に分布する。トルファン盆地北側の天山山脈では石炭系海成火山砕屑岩を主とする地層が博格達背斜の中心部に分布する。一方、盆地南側の丘陵地域ではシルル系、デボン系の地層が却勒塔格背斜の中心部に分布している。

トルファン盆地の内部には、最近の石油探鉱等の成果によれば前述したように上部二畳系以上の地層が堆積しているが、地表に露出している地層はジュラ系以上のものである。盆地内に分布するジュラ系は、主に火焰山の南部に分布している。火焰山を構成する地層は、ジュラ系のほか白亜系および第三系の地層で、火焰山の北部ほど新しい地層が分布する。第三系の赤色石膏質岩石はトルファン盆地南北の山地および火焰山に多く分布する。第四紀に堆積した地層は、主に未固結の砂礫質の堆積物からなり、盆地内平原部に広く分布するほか、周辺山地の谷部にも分布している。

トルファン盆地周辺では主にジュラ系の地層に石炭層が含まれているが、この地層はトルファン盆地内では石油や天然ガスを胚胎する地層として知られている。一方、水文地質学の観点からは、地下水は主に第四系の砂～砂礫層中に存在しており、トルファン盆地の水文地質基盤の多くは第三系の地層である。

第三系の岩相は、火焰山や塩山など地表に露出しているものでは石膏質の泥岩やシルト岩を主体とするが、石油試掘関係の資料によれば、トルファン盆地の地下に分布する第三系は泥岩などの細粒堆積岩だけではなく、砂岩や礫岩なども分布している。

表 4.2.1 トルファン盆地および周辺地区の地質層序表

界	系	統 &Code	分布	層厚 (m)	地層及び接触関係
新生界	第四系	Q	トルファン盆地内及び山区谷部分	最大1,000	第四系地質を参照
	第三系	新/N	北盆地山麓白楊河流域及び火焰山—塩山周辺	427—1,358	赤橙色、黄土色混合岩、シルト岩、及び礫岩。薄い石膏層あり、白楊河周辺では赤色陸相碎屑岩に変化
		古/E	白楊河東側、北盆地河川両側、火焰山北側及び南盆地山麓	120—402	却勒塔格山麓では赤色砂礫岩、粘土質シルト岩、他の地域では赤茶色、赤橙色、薄緑色、黄土色雑質泥岩、礫岩
中生界	白亜系	K	火焰山	最大710	赤茶色、赤橙色、緑色砂岩、泥岩、シルト岩等陸相碎屑堆積岩、薄い石膏層あり。
	ジュラ系	J	カヤイ北部、却勒塔格山、博格達山麓、火焰山南麓部	457—1,404	黄緑、薄緑、薄褐、薄グレー系雑色砂岩、泥岩、シルト、礫岩、炭質頁岩、13層の石炭層を含み、最大厚み11.25 m。
	三畳系	T	大河沿周辺及びカヤイ北部	650	黒赤色、赤褐色泥質砂岩、カルシウム質砂岩、礫岩、カヤイ周辺では青磁色、赤紫色泥岩、シルト岩
上古生界	二畳系	P	却勒塔格山大熱泉周辺（北東—南西方向で帯状分布）		厚いあるいはやや厚い赤紫色礫岩、中—粗粒鉍質砂岩、薄グレー長石硬砂岩、カルシウム質、泥質シルト岩
中古生界	石炭系	上統/C ₃	大河沿周辺	5,788	薄緑、赤紫色輝石安山シルト岩、凝灰岩、凝灰砂岩及びシルト岩
		中統/C ₂	白楊河（山区）周辺、カヤイ北部、西部、却勒塔格山北麓部	1,686	凝灰質シルト岩、凝灰硅質岩、レンズ状石灰岩。艾丁湖南側の博尔托烏拉山北麓部では黄色、黄緑色、薄グレー、中—粗粒鉍質砂岩、細砂岩、シルト岩及び博層石灰岩
		下統/C ₁	却勒塔格山中中部	全体で10,000以上	薄緑中—酸性噴出岩、斜長シルト岩、安山シルト岩、凝灰岩、凝灰質礫岩・シルト岩、石灰岩
	デボン系	D	却勒塔格山	約10,000	黒グレー、グレー絹雲母片岩、カルシウム質片岩、大理岩、石灰岩、シルト質泥岩、シルト岩等
	シルル系	S	却勒塔格山	数1,000	薄グレー色泥岩、シルト岩、緑泥石片岩、長石石英砂岩、代理岩、凝灰岩、凝灰礫岩
先カンブリア界		P _{ix}	却勒塔格山	4,008	変成岩。黒雲母、斜長石、角閃石、石英等からなる結晶片岩及び片麻岩類。鱗片状または不等粒構造、眼球状構造、結晶並行配列構造を示す。

4.2.3 第四紀地質

トルファン盆地では南部・北部の山地や火焰山－塩山および鄯善北部の一部地域を除いて、第四紀堆積物が広く分布している。

第四紀堆積物は山麓からトルファン盆地の中心部へ環状に分布し、堆積物の堆積環境は洪積→沖洪積→沖積→沖湖積→湖積→沼沢堆積→化学堆積および風成の順で変化し、層相でみると大礫→礫→砂礫→各種の砂および砂と粘質土の互層→塩沼沢土および砂漠へと変化している。

地形上では山麓傾斜礫質平原→土質平原→湖積平原および砂漠へと変化する。これら第四紀堆積物の分布状況を、図 4.2.8にまとめて示す。

北盆地には層厚が数 10～1,000 m に達する第四紀の大礫層、礫層、砂層および少量の粘土層が分布し、最大層厚は北盆地の中央部に位置する。北盆地の大部分の地域では第四紀堆積物の層厚は 100 m を越え、東西方向に不均一な地質構造により、堆積層が厚く分布する地域が 3 箇所存在する。西部の煤窑溝南部付近では層厚が 1,000 m を超え、中部の連木沁鎮北東部では層厚が 700 m 以上、東部の鄯善駅周辺では層厚が 600 m を超える。北盆地の大部分の地域では粘質土層が存在しないので、帯水層の状態は単一の不圧帯水層となっている。地形面の急勾配と第四紀堆積物の厚さにより、北部盆地では一般に地下水位が地表面より 30 m 以上と深く、最も深いところでは地下水位は地表面から 300 m 以上深いところに分布する。

北盆地の火焰山北麓付近では、砂礫層を主とする第四紀地層中に粘質土および粘土層が挟在し、第四系の層厚は 50～500 m である。この地域の地下水は単一帯水層の不圧地下水ではなく、帯水層構造の違いにより不圧地下水、被圧地下水とも存在し、一部の被圧地下水の水位は地表面より高く、自噴地下水として火焰山の北麓沿いに分布する泉から地表に流出している。

南盆地は艾丁湖を中心とする閉鎖性盆地で、層厚数 10～700 m の第四紀堆積物が分布している。第四紀堆積物の層相変化は北盆地より複雑で、礫→砂礫→砂礫/粘土・砂/粘土・シルト/粘土・湖積土とミラビル（硫曹石）・塩類層のように変化している。南盆地の大部分の地域では第四系からなる帯水層は数層に分けられ、不圧地下水と被圧地下水が存在する。被圧地下水は深層帯水層に含まれていることが多いので、泉としての流出がほとんどない。しかし、南盆地の西部から中部にかけては自噴井戸が多く自噴帯を形成している。

4.2.4 地質構造

地質構造分類上では、トルファン盆地は天山山脈褶曲帯東部の山間断層陥没盆地であり、博格達背斜、トルファン山間断層陥没盆地および却勒塔格背斜等構造区を含んでいる。表 4.2.2にはトルファン盆地の地質構造概要表を、図 4.2.10にはトルファン盆地の地質構造図を示す。また、トルファン盆地周辺の地質構造発達模式図（張、2000）を図 4.2.11に示す。

華力西期（古生代デボン紀と二疊紀）での南北方向の応力によって、博格達背斜の山地と却勒塔格背斜の丘陵が形成され、堆積が停止した。その時期からはトルファン盆地の形成が始まる。その後の燕山期（ジュラ紀と白亜紀）においては、盆地内においてジュラ紀以前の地層がさらに隆起し、トルファン盆地の形が形成される。第三紀から盆地内では陸成・湖成の堆積物が盆地内に堆積し、第四紀に入ってから、博格達山の隆起の加速と山麓の断層陥没がより一段と激しくなり、盆地内の断層や褶曲を形成されると同時に、現在の盆地の輪郭が決められた。

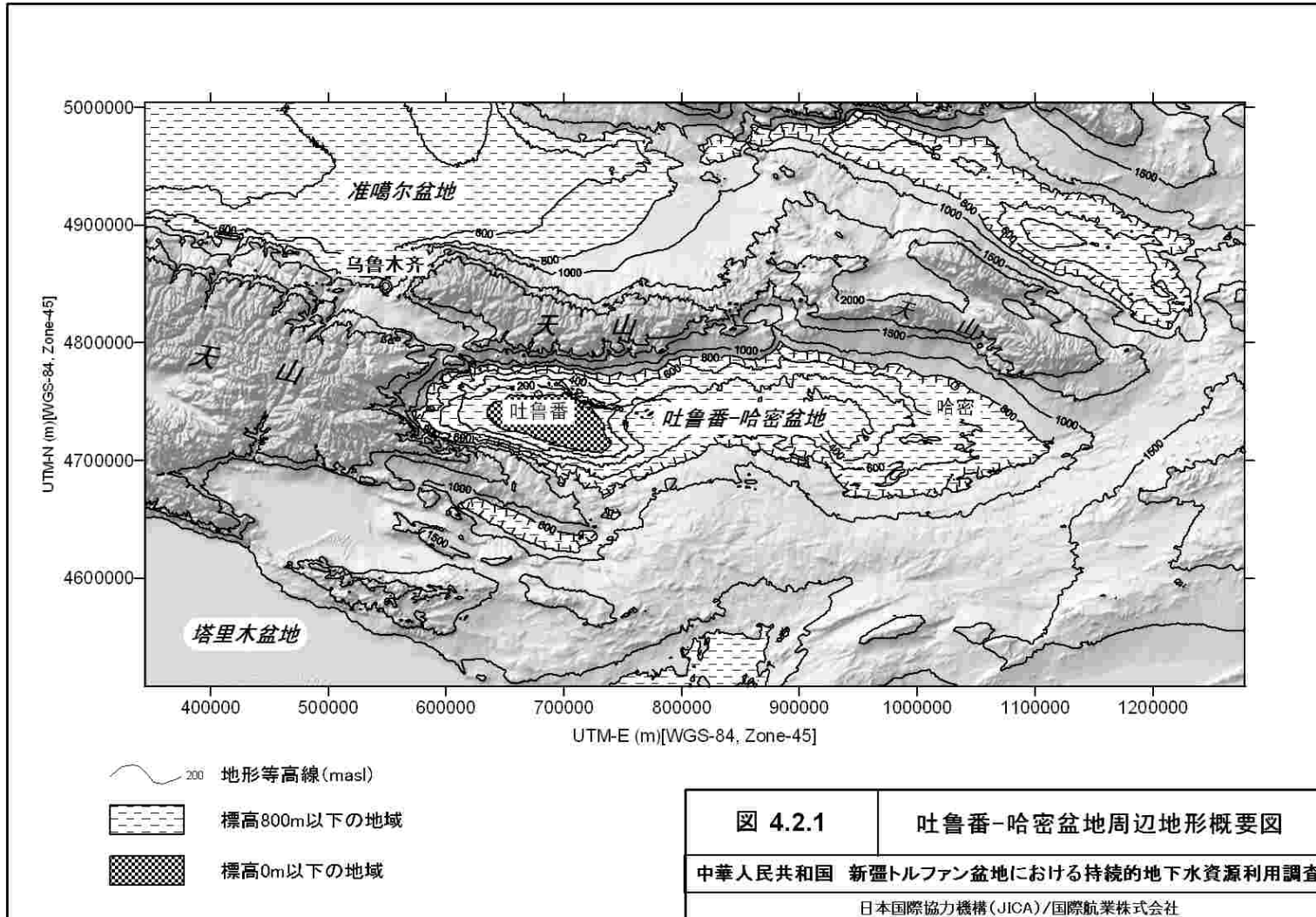
段丘の実測資料と地層の比較資料から分析すると、第四紀においては火焰山が 400-500 m も上昇した。塩山およびその他の丘陵地域も 300 m 程度上昇した。同じく第四紀に入ってから、温暖化した気候下で、トルファン盆地南東部の丘陵地域において北西風で運ばれた砂が堆積し、現在の庫木塔格（クムタグ）砂漠が形成された。

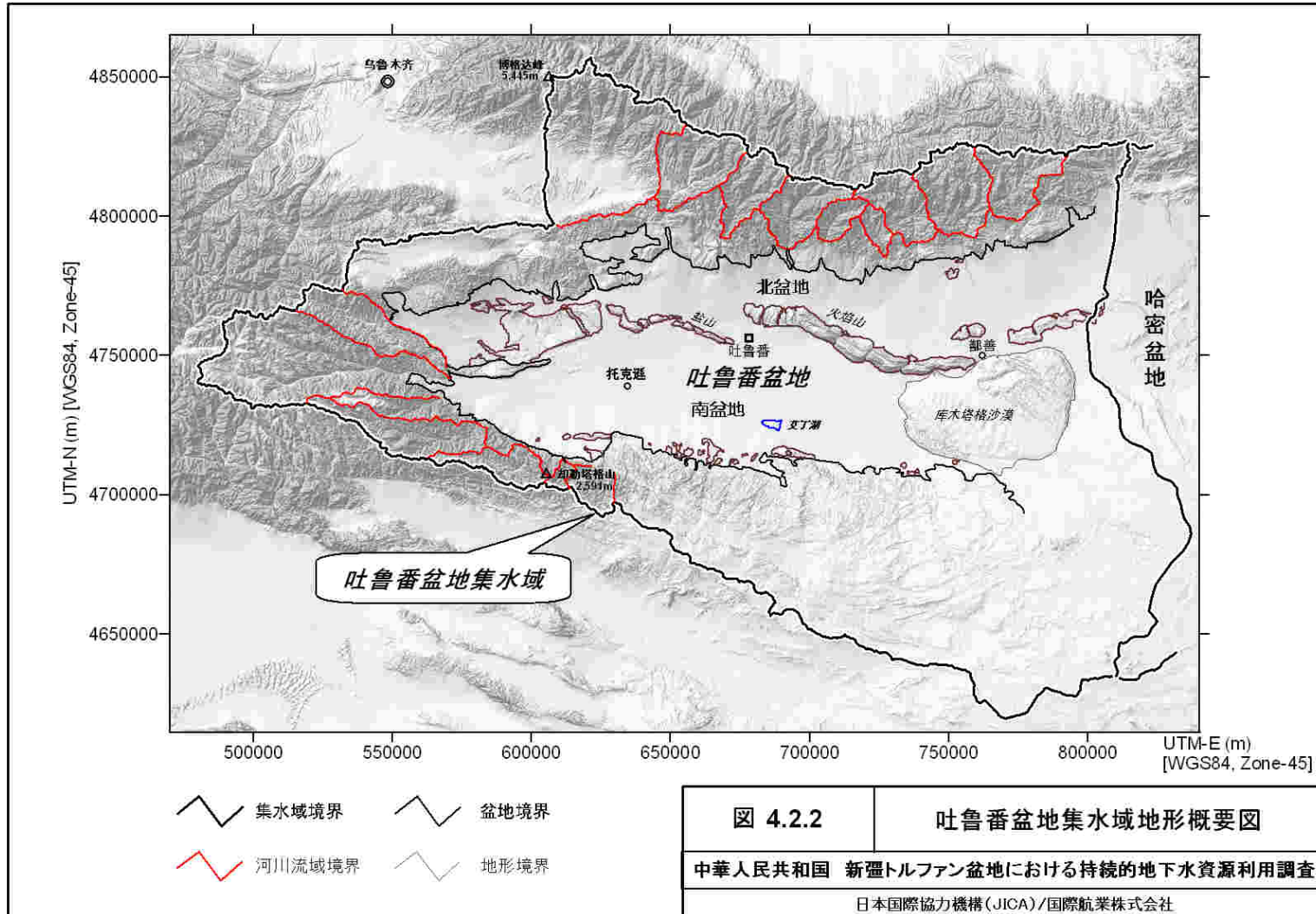
火焰山—塩山の北側にある北盆地では、第四紀における地質構造は不均一である特徴がある。北盆地内では連続して陥没した部分が多いが、盆地周辺や博格達山麓付近では緩やかに上昇した。したがって、第三紀漸新世、中新世の堆積物は丘陵地の頂部や高い段丘にしか分布していない。第四紀更新世には、山地がさらに上昇し、降水や融雪水が多くなったため河川水量が増大し、博格達山をはじめとする天山山脈の河川から多量の堆積物が盆地内に運ばれ、広い沖洪積平原が形成された。その後、更新世後期からの活発な新構造運動の影響で、博格達山だけでなく山麓部分も全面に隆起し、北盆地での北高南低の地形が特徴づけられ、河川水の作用も変化して北盆地では堆積よりも侵食作用が強くなってきた。したがって、各河川の下流では相対的に河道の固定された平原河川が形成された。また、一部の河川が火焰山や塩山を侵食して切り抜け、堆積物を南盆地まで運んだ。

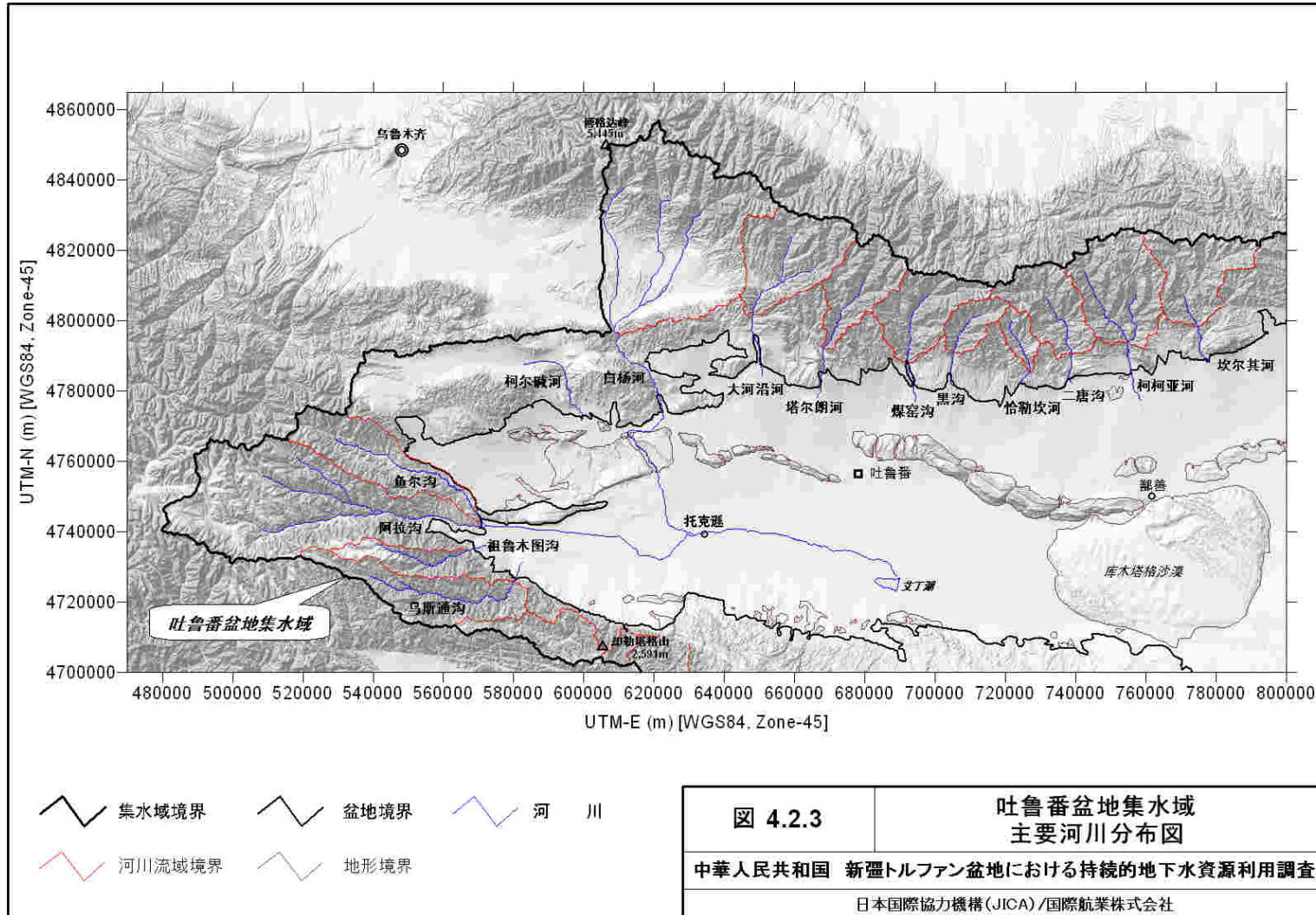
南盆地では第四紀において、全体的に緩やかに沈降してきた。とくに第四紀の気候乾燥化に従って河川の水量が減少し、河川に運搬されてきた堆積物による堆積速度が沈降速度に追い付かなくなり、標高-155 m の艾丁湖を中心とする現在の盆状地形が形成された。

表 4.2.2 トルファン盆地の地質構造概要表

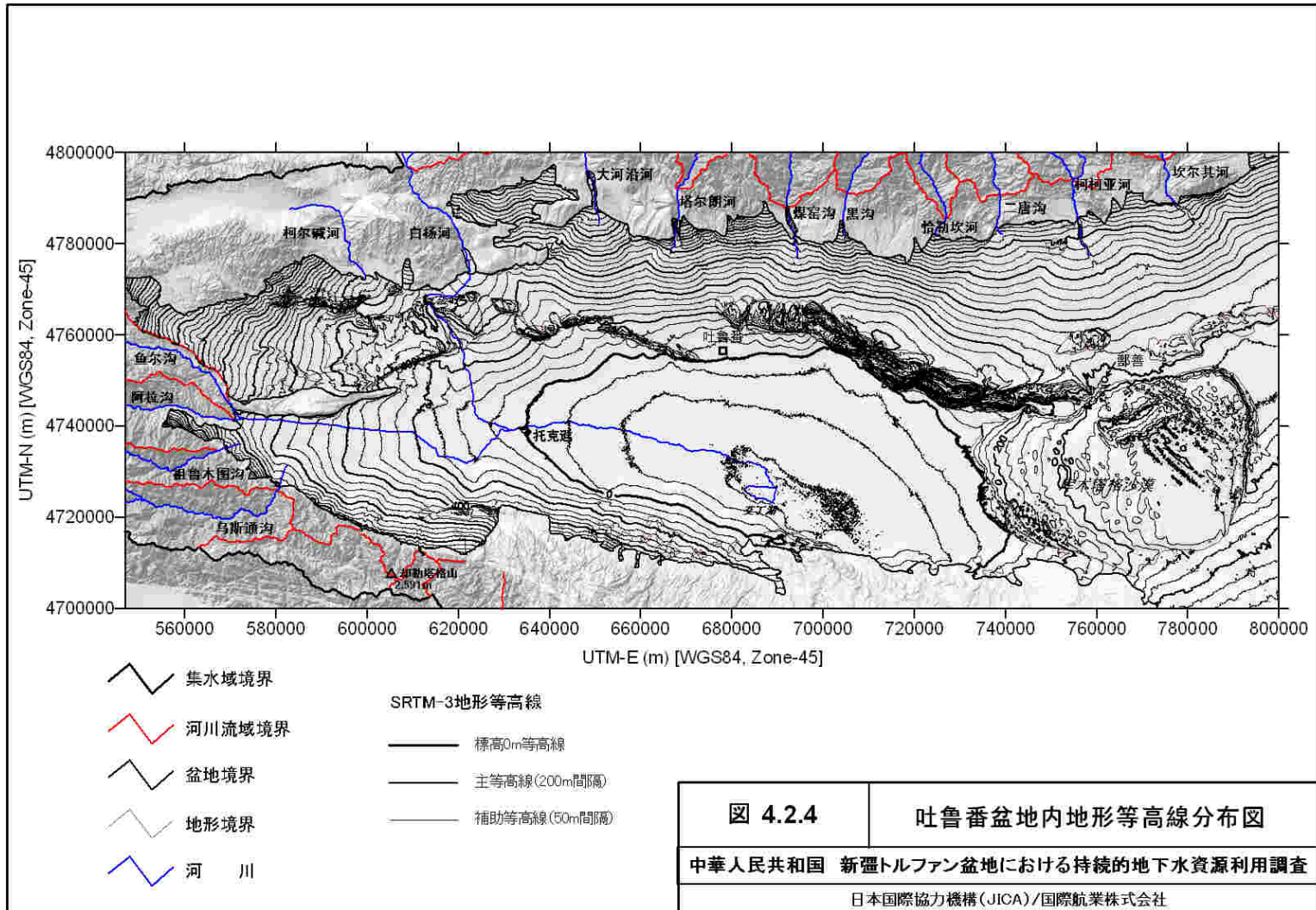
Ⅱ級構造単位	Ⅲ級構造単位	伸び方向	断層 褶曲	代表地層
北天山 地溝 褶曲帯	博格達 背斜	東西方向	褶曲	石炭系と貫入岩
		ほぼ東西方向	断層	逆断層、角度50°-60°、北盤は上盤
	トルファン 断層陥落	ほぼ東西方向	褶曲	(1) 火焰山背斜。中心部はジュラ系、翼部は白亜系と第三系 (2) 塩山背斜。中心部は第三系 (3) 七泉湖背斜。中心部はジュラ系、翼部は第三系 (4) 二塘溝背斜。石炭系
		ほぼ東西方向	断層	(5) トルファン大断層（塩山-火焰山南）。逆断層、角度50°-80°、北盤は上盤
		ほぼ南西方向		(6) 庫木塔格砂山。数本砂で覆われた断層が存在
	ほぼ東西方向	(7) 伊拉湖北。逆断層、角度60°-80°		
	却勒塔格 背斜	285°	褶曲	却勒塔格背斜。中心部シルル系変成岩、翼部石炭系
		275° 280°-275° 275°-280°	断層	(1) 桑樹園子断層。逆断層。角度60°-70° (2) 拱拝断層。逆断層、角度45°-75° (3) 蘇巴什断層。逆断層、傾斜方向南西、角度約60°

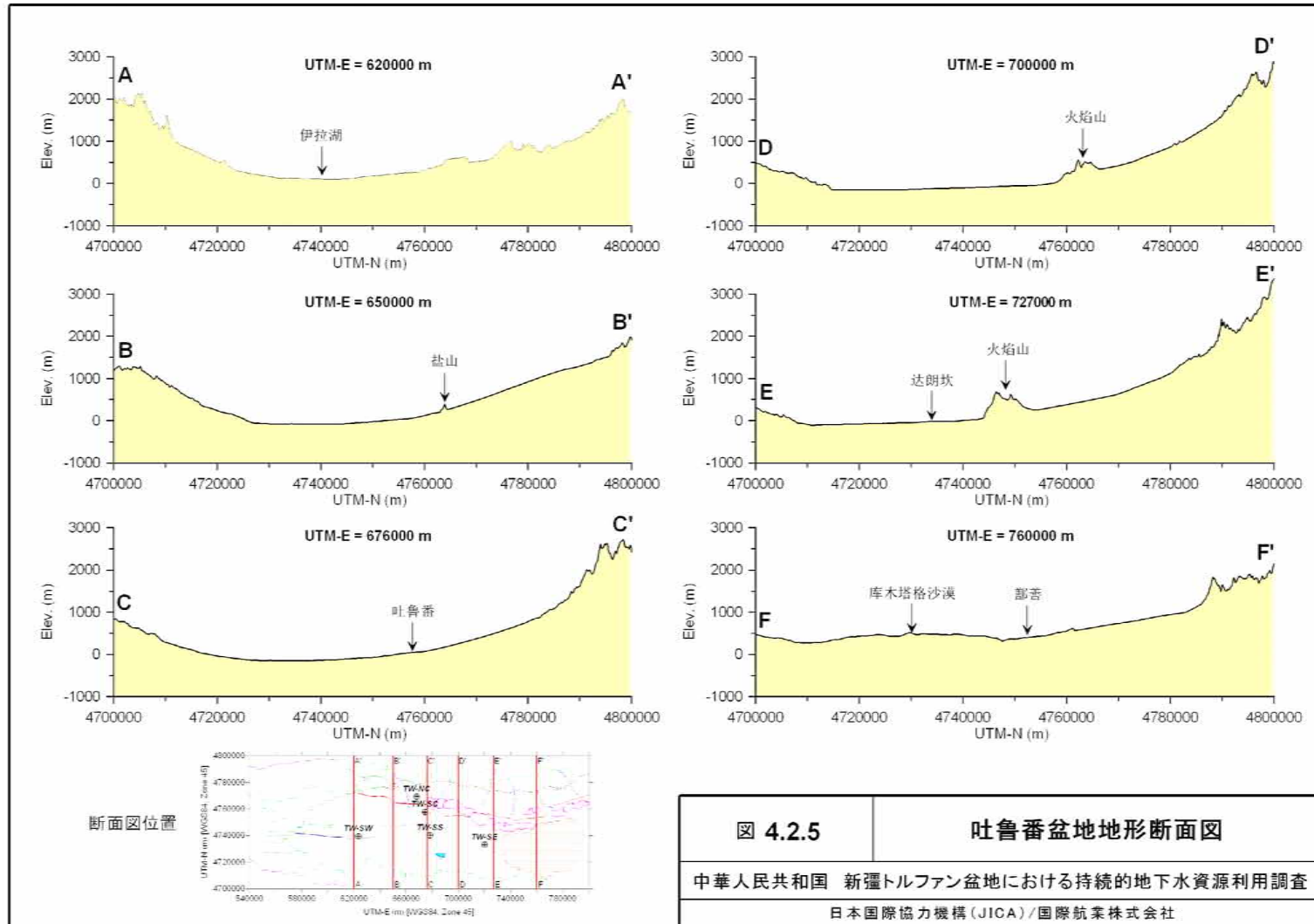


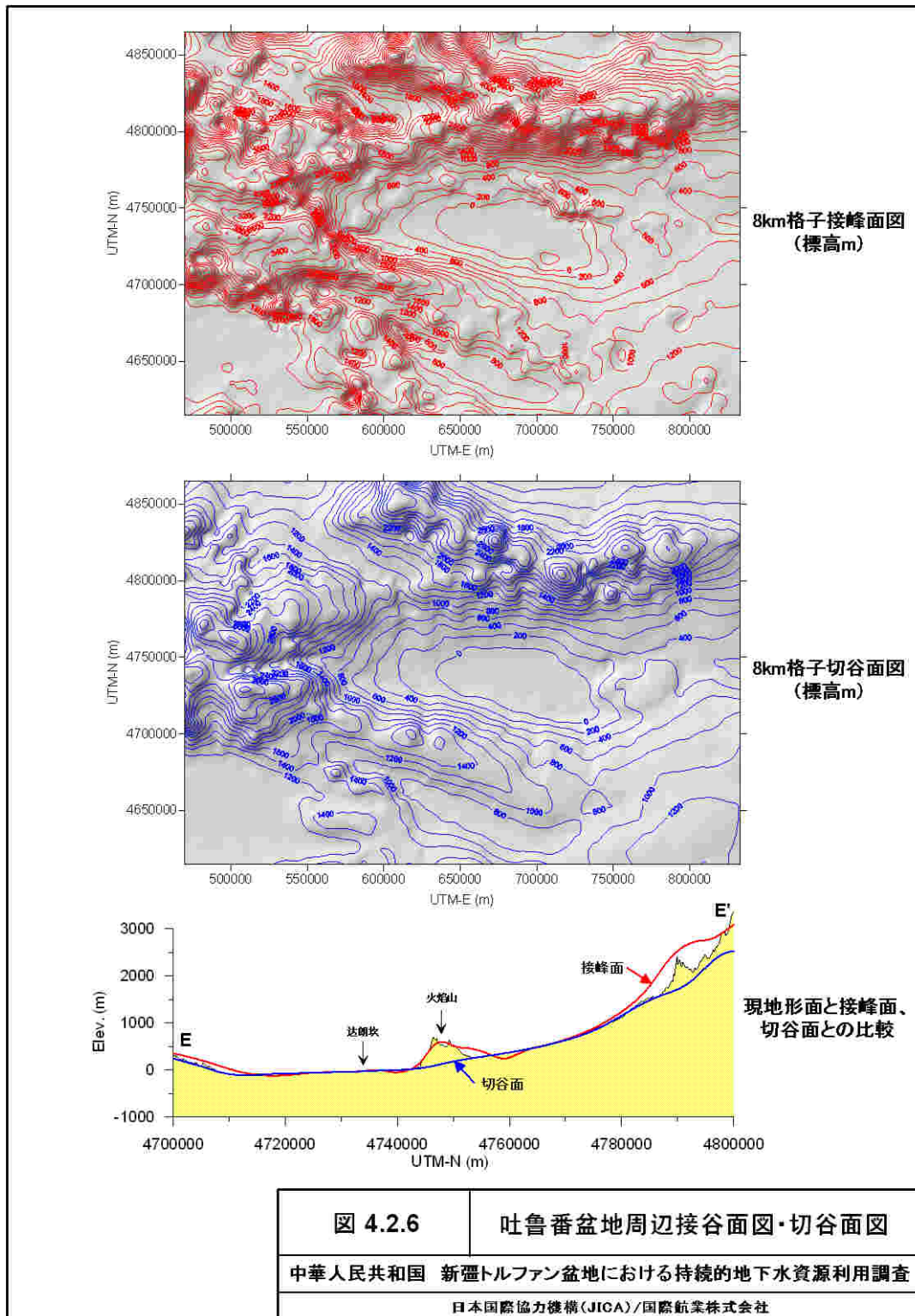


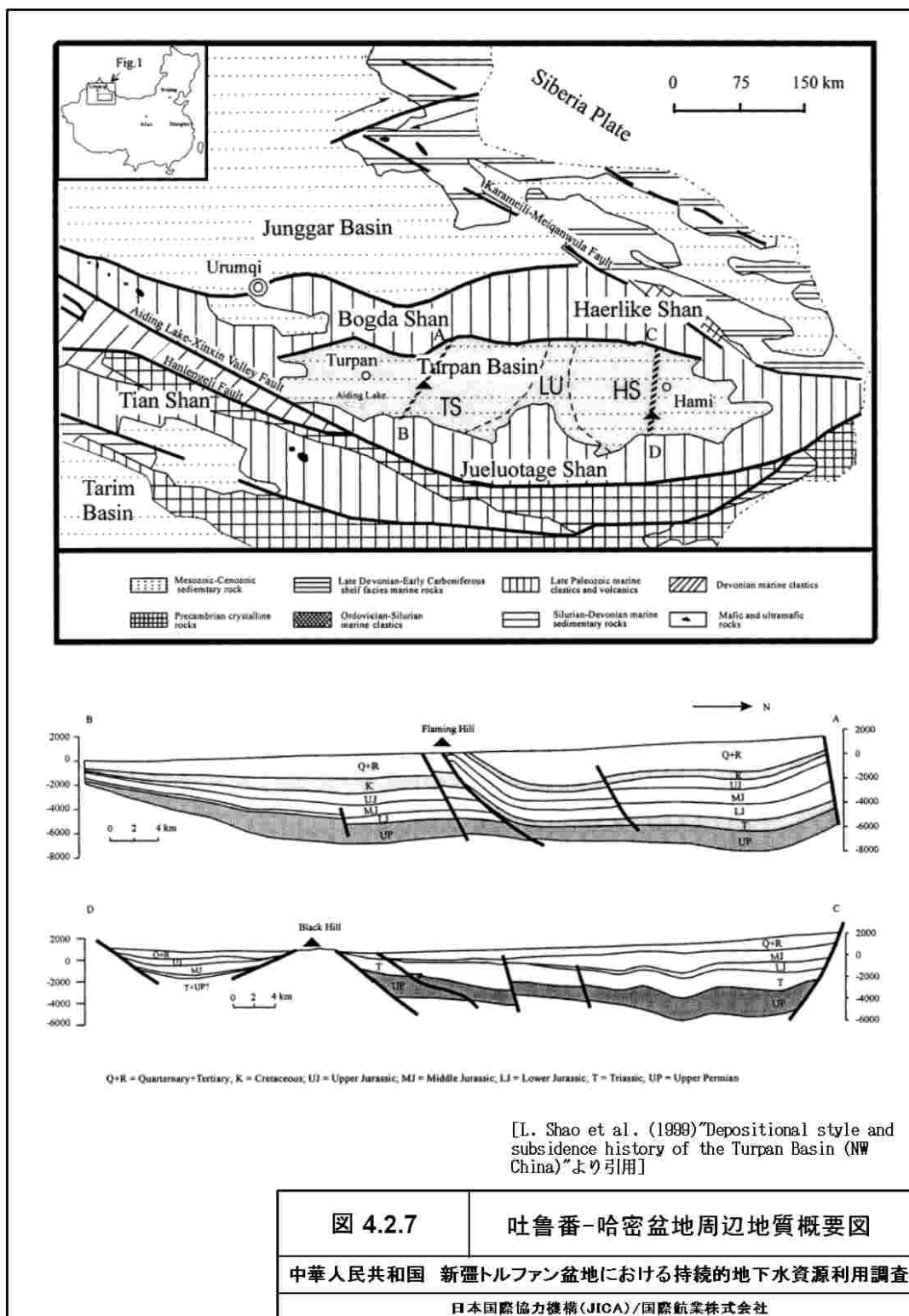


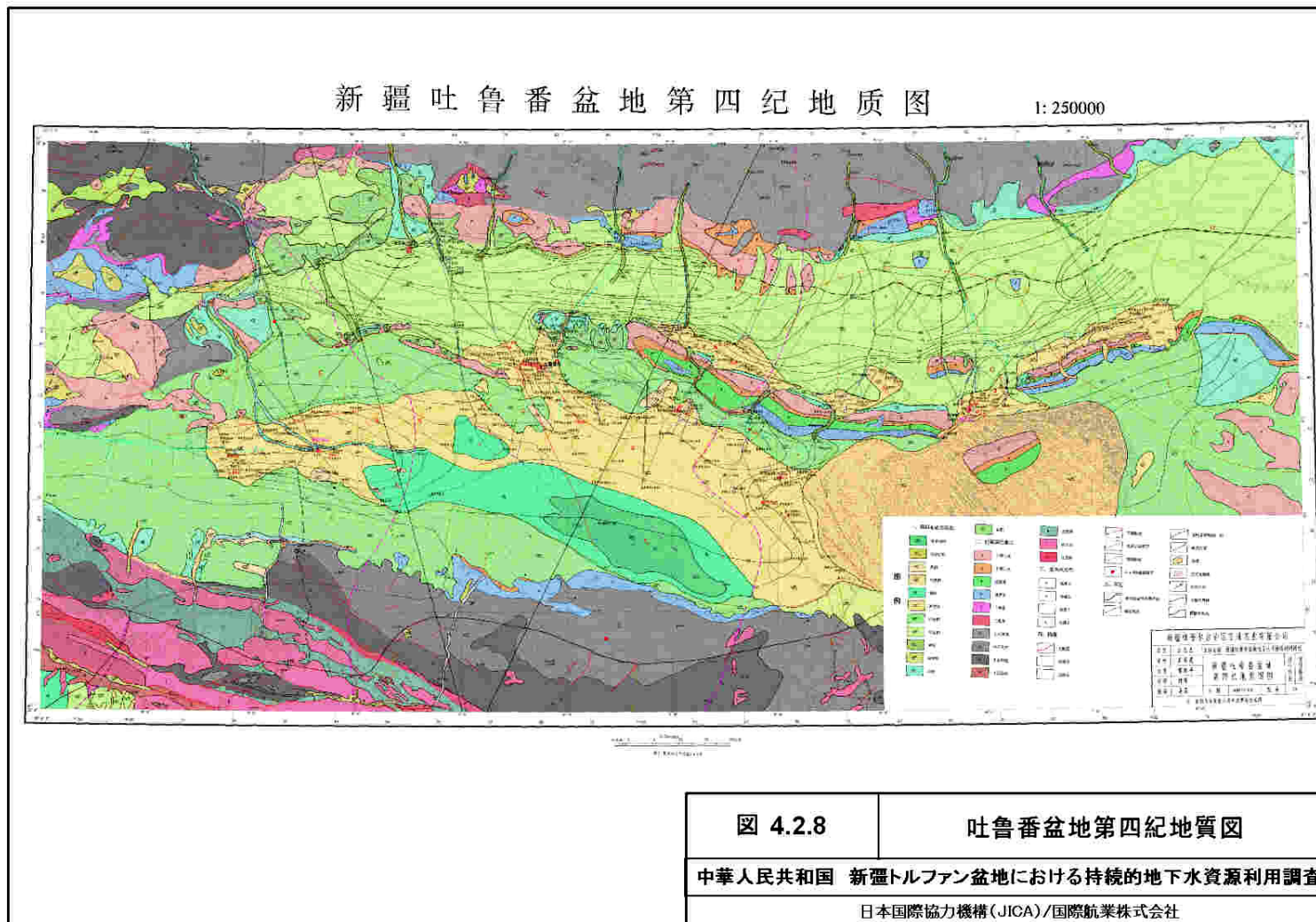
4-13

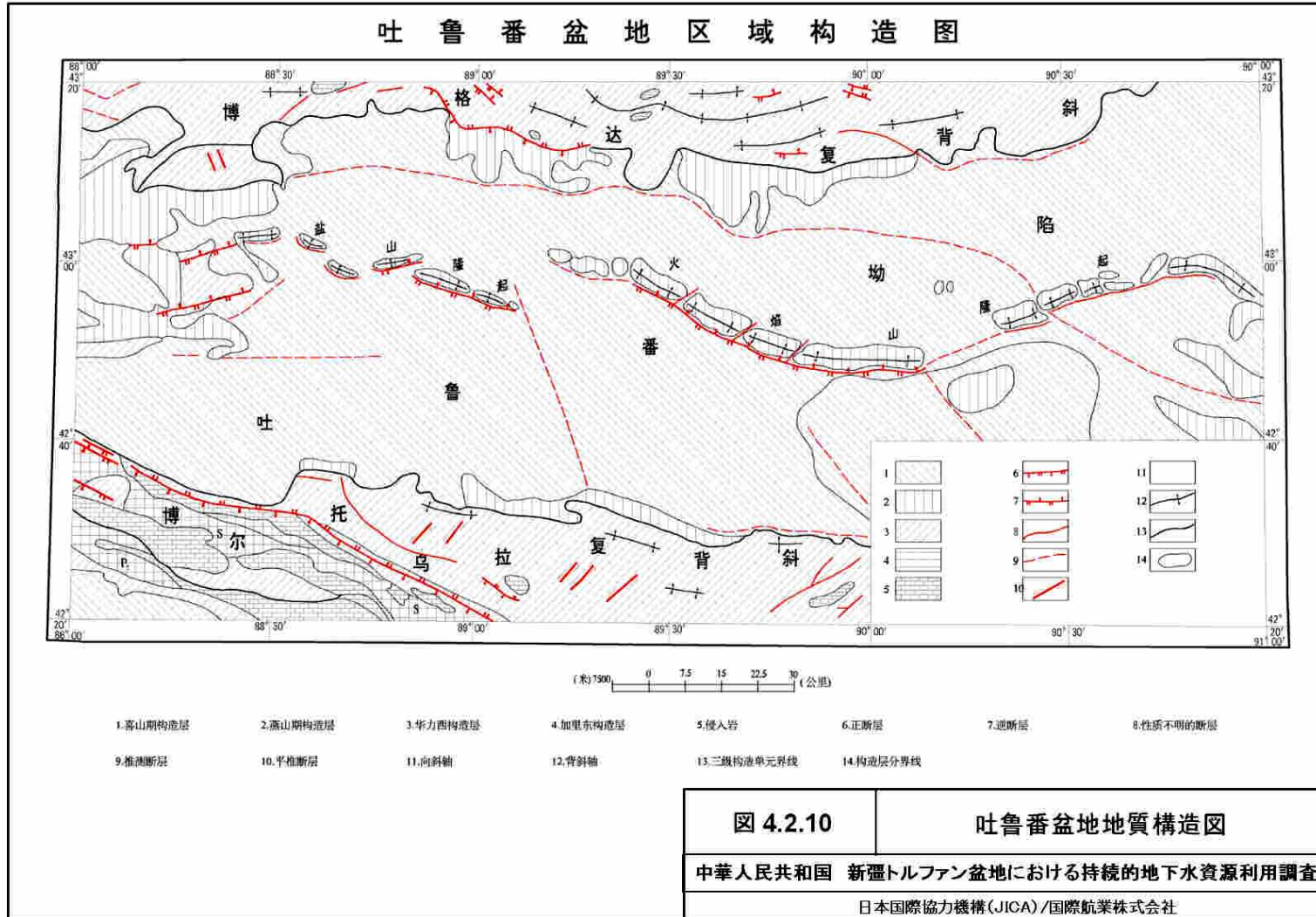












4.3 物理探査結果

本調査では、トルファン盆地における地下水盆の構造と帯水層構造を的確に把握することを目的とし、過渡現象(または時間領域)電磁探査法 (TEM 法) を用いた物理探査を実施した。

4.3.1 調査実施体制と工程

物理探査は、現地再委託業務により、以下の体制で実施した。

表 4.3.1 物理探査実施体制

	調査委託元	再委託先
人員構成	JICA調査団 団員1名	新疆生産建設兵団勘測规划设计院 担当技術者 高級工程師4名 工程師1名 その他技師3名 現地作業員 8名
業務内容	再委託先へのTOR指示、調査実施前トレーニング、調査期間中の再委託先監督、成果品チェック	TORに基づく調査の実施、集計・分析・成果品作成

現地調査および室内解析は以下の工程で実施した。

表 4.3.2 物理探査調査工程

作業内容	2004年						
	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
再委託先へのTOR指示 トレーニング 現地調査監督 成果品チェック	1	20				22	31
現地測定調査 (再委託)	1		8		19 25	22	8
データ整理・解析 報告書作成 (再委託)				1			25

4.3.2 調査方法

本調査の物理探査は、図 4.3.1に示すトルファン盆地内の 204 地点において行った。地下水盆全体の比抵抗構造が把握できるように北盆地に 57 測点、南盆地に 147 測点において TEM 法電磁探査を実施した。また、比抵抗構造と実際の地下地質状況を対比するため、試掘調査地点の近くにも測点を配置するようにした。測点位置の座標は全て現地にて GPS 測量で決められ、水平座標の誤差は 20 m 以内である。TEM 法電磁探査の測定装置はカナダ Phoenix 社製電気探査・電磁気探査用受信機 V5 および時間領域電磁法送信機 T4 を使用した。また、他の電磁気探査法観測と対比するため、再委託先が自主的に Geometric社製の EM-4 (Electrical Conductivity Imaging System) による周波数領域電磁法 (MT 法) 探査を試験的に行った。

表 4.3.3 物理探査の内容

項目	物理探査
観測数量	TEM法探査 南盆地147測点（試掘調査地点を含む） 北盆地57測点（試掘調査地点を含む） テスト観測22点 MT法探査（再委託先による自主調査） 北盆地5点 南盆地12点
探査方法及び観測装置	TEM法 時間領域電磁（Transient EM）法 使用装置：Phoenix社製 V5受信機、T4送信機 電磁法トモグラフィー Geometric社製のEM-4（Electrical Conductivity Imaging System）
解析方法及び解析ソフト	スムーズインバージョン解析（Smooth Inversion） アメリカInterpex 社TEM専用解析ソフトTEMIX

4.3.3 TEM法の原理、観測装置及び解析方法

a. TEM法の原理

TEM法は過渡現象(あるいは時間領域)電磁探査法の略称で、地下の堆積物、地下水、岩石及び鉱石などの導電性（電気の流れやすさ）の相違を観測することにより、地質構造や地下水分布を間接的に推定する物理探査（電気探査・電磁気探査）法の一種である。TEM法観測は地上に正方形や長方形の電線ループ（送信ループ）を敷設して定電圧(直流)電流を流し、その電流を瞬時に遮断した後の磁場の時間的変化率をコイル状の磁場センサ（受信センサ）で測定する方法であり、直接地下に電流を流す必要がないのが特徴である。

測定原理は、図 4.3.2に示すように、送信ループの電流が遮断された直後にループの直下に渦電流が励起され、数十ミリ秒間の間に、煙草の煙が広がっていくように（スモーク・リングとも呼ばれる）地下深部に向かって透過しながら減衰していく。渦電流が発生すると同時に二次磁場も励起され、電流の減衰に伴い二次磁場も同様に減衰する。渦電流（二次磁場）の減衰パターンは物質の導電性の影響を受けるため、観測された磁場の減衰パターンから逆に地下の導電性を電磁学理論に基づくインバージョン解析によって推定することが可能である。例えば、地下の電気抵抗がより高い場合は、電流遮断後直後の渦電流（二次磁場）がより強くなり、地下への透過速度及び減衰もより速くなる。このようにTEM法によって測定地点の深度方向における導電性の変化を表す比抵抗構造が求められ、間接的に岩石や堆積物の種類及び地下水の有無などについての情報が得られる。

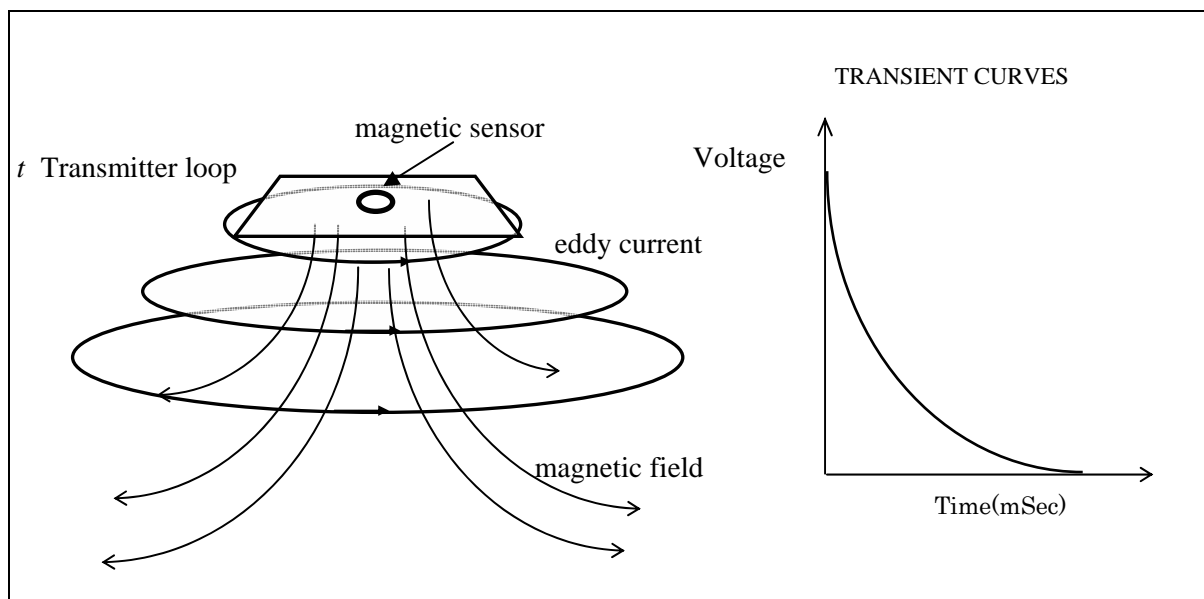


図 4.3.2 TEM 法の測定原理

b. 測定装置

本調査ではカナダ Phoenix 社製 V5 電気・電磁気探査受信装置の時間領域 TEM 法測定システムを使用した。

TEM 法測定装置には、探査対象の深度によって電流遮断後の磁場変化率を収録するためにいくつかの送信周波数と受信測定時間レンジが設定されている。現場観測に際して、十分な探査深度と作業能率を確保するために、テスト測定を行い、適切な送信周波数、送信ループサイズ及び受信コイルの選定を行った。その結果、本地域では、送信ループサイズ 200 m×200 m、送信電流 27.5 A、1 次元 (Z 方向) 受信コイルを用い、25Hz(0.106-8.446 msec)、8.33Hz(0.532-25.340 msec) と 4.17Hz(0.637-50.69 msec) の 3 つ送信周波数 (サンプリングレンジ) による測定を行った。測定は一箇所において最低 2 回行い、現場にてデータの再現性を確認し、再現性がよくない場合は更に測定回数を増やしたり、あるいはノイズ源から離れて再測したりして測定精度の向上に努めた。

c. 解析方法

データ解析はアメリカ Interpex 社の TEM 専用解析ソフト TEMIX のスムーズインバージョン (Smooth Inversion) と呼ばれる解析手法を使用した。一次元解析で求められた比抵抗構造から地質構造を判読するために、インバージョン結果をもとにマッピングし、その平面分布及び断面分布を求めた。

スムーズインバージョンは、プログラムに一定の層数を与え、層厚及び各層の比抵抗値を自動的にインバージョンで解く方法である。計算は半無限媒質構造から開始されるため、通常のインバージョンに見られるような適切な初期値を与える必要はない。この解析方法は地下構造を映像化 (イメージング) し、大局的な比抵抗変化を把握することに適している。ただし、解像度は測定地点の地質条件によって数 m から数十 m と大きく異なる。

4.3.4 インバージョン結果

a. 主な地層の比抵抗値

トルファン盆地に分布する第四紀層は、主に沖積堆積物（礫、砂、シルト、粘土）と湖成堆積物（シルト、粘土、塩類土壌）から構成される。当地域についての物理探査・検層などの既存資料によると、主な岩相の比抵抗値は、表 4.3.4に示すような値が一般的である。

表 4.3.4 トルファン盆地第四系層相の比抵抗値（既存資料による）

層相	比抵抗 (Ω・m)	
	孔内検層	電気探査
乾燥砂礫層	100~200	数100~数1000
含水砂礫層	40~100	100~300
砂（粗砂~細砂）層	20~50	20~60
シルト~粘土	数~20	数~20
塩化土壌		10以下
第三紀泥岩・砂岩	8.4~27	15
中生代砂岩・礫岩		100以上

上記の資料から、当地域の主な岩相の間に TEM 法で検知可能な比抵抗コントラストが存在し、以下のような層相境界については比抵抗構造から判読できると考えられる。

- ① 乾燥砂礫層（高比抵抗）と砂礫帯水層（中比抵抗）の境界
- ② シルト~粘土層（低比抵抗）と砂・砂礫帯水層（中比抵抗）の境界
- ③ 砂礫層あるいは砂層と第三系層の境界
- ④ シルト~粘土層と中生代基盤の境界

第四系下部のシルト~粘土と第三系泥岩が接する場合は、両者の比抵抗値が相似しているため、明瞭な比抵抗境界が得られないと思われる。

b. TEM 法観測インバージョン結果

現地測定データのスムーズインバージョン解析により、各測点の深度方向1次元比抵抗構造を求めた。個々の測点の比抵抗層構造は図 4.3.3と図 4.3.4に並べて示す。横軸は比抵抗値 (Ω・m) の対数値を、縦軸は地表からの深度 (m) を表し、横幅の広い層は高比抵抗層、狭い層は低比抵抗層となる。各測点の探査深度が異なるのは、測定地点の比抵抗分布や人工ノイズなどの影響によるものである。一般に、上位に低比抵抗層が存在する場合は、渦電流がこの層の中に封じ込められ、深部へ移行するエネルギーが急激に減少し、深部に関連する遅い時間レンジのデータが弱くなり、探査深度が浅くなってしまふ。今回の調査地域の中に上位層が 30 Ω・m 以下の低比抵抗地域が多く、解析深度が 400 m に達していない測点は 15%程度である。

インバージョン解析結果をランドサット衛星画像に重ねて測定地点にプロットし、比抵抗構造特徴と地表地質との関連について検討し、全体の比抵抗値のバックグラウンド値を求めた。図 4.3.5に示すように、比抵抗値の特徴から対象調査地域は大きく4つの範囲に区分され、その比抵抗値の統計結果を表 4.3.5に示す。

表 4.3.5 比抵抗値の統計結果

範囲	点数	比抵抗値 $\Omega \cdot m$		
		平均	測点平均	
			最大	最小
全体	204	141	1,174	2
北盆地全体	57	243	1,174	13
南盆地全体	147	102	828	2
A地区	56	247	1,174	13
B地区	85	47	151	10
C地区	53	205	828	8
D地区	10	9	19	2

以下に、区分された各地区の比抵抗構造と地質の特徴について述べる。

c. A地区

北盆地全体を含む沖積層が主体となる地域である。堆積環境は比較的単調であり、天山山脈南麓から流下する河川によって形成された扇状地が重なるように分布し、礫、砂礫、砂等の粗粒から中粒の堆積物が主体となり構成される。各測点の平均比抵抗値は1,174~13 $\Omega \cdot m$ で、全体平均は247 $\Omega \cdot m$ となり、高比抵抗のバックグラウンドを示している。比抵抗構造は浅部が最も高く(200~1,000 $\Omega \cdot m$ 以上)、深部に向かって中比抵抗(100~200 $\Omega \cdot m$)、低比抵抗(45 $\Omega \cdot m$ 以下)、すなわち、高→中→低の順に変化する傾向を示す箇所が多く見られる。

d. B地区

南盆地の北部~中央部を含む一帯で、主にシルト~シルト質粘土、砂、礫等が互層を成して分布している。西部では砂~砂礫層が主体となり、東部では細粒のシルトやシルト質粘土層が主体となる。各測点の平均比抵抗値は151~10 $\Omega \cdot m$ で、全体平均は47 $\Omega \cdot m$ となり、低比抵抗のバックグラウンドを示している。各測点の比抵抗構造は、高比抵抗(100~200 $\Omega \cdot m$)層、中比抵抗(25~100 $\Omega \cdot m$)層、低比抵抗(35 $\Omega \cdot m$ 以下)層と3層に分ける場合、深度方向に向かって中→高→低と変化する傾向を示す箇所が最も多く見られる。

e. C地区

南盆地南部~西端の山間盆地を含む一帯で、砂礫~砂等が主体となる沖積層が広く分布している。各測点の平均比抵抗値は828~8 $\Omega \cdot m$ で、全体平均は205 $\Omega \cdot m$ と高比抵抗のバックグラウンドを示している。比抵抗構造は高比抵抗(200~1,000 $\Omega \cdot m$)、中比抵抗(100~200 $\Omega \cdot m$)、低比抵抗(50 $\Omega \cdot m$ 以下)と分ける場合、深度方向に向かって高→低→中と変化する傾向を示す箇所が最も多く見られる。

f. D地区

アイディン湖周辺の一帯であり、湖成細粒堆積物と塩化土壌層が分布している。各測点の平均比抵抗値は19~2 $\Omega \cdot m$ で、全体平均は9 $\Omega \cdot m$ と極めて低比抵抗のバックグラウ

ンドを示している。

4.3.5 比抵抗構造の平面分布

インバージョン解析で得られた比抵抗構造の深度別の面的な広がりを検討するために、深度 20、100、200、300、400 m 及び 600 m 深度のマッピングを行い、比抵抗構造の平面分布及びその深度方向に変化を求めた。マッピング結果を図 4.3.6~図 4.3.11 に示す。図中の比抵抗値は対数表示であり、 $1 \Omega \cdot m$ (=log 値: 0) から $1,000 \Omega \cdot m$ (=log 値: 3) まで比抵抗が高くなるにしたがって、青色、緑色、黄色と赤色で表現している。

トルファン盆地は中央の火焰山及び塩山を境に北盆地と南盆地に分かれ、地質環境が大きく異なる。比抵抗構造の平面分布からもその違いは明瞭に認められる。以下に、両盆地の特徴についてそれぞれ記述する。

a. 北盆地の比抵抗構造平面分布

地表面下 20 m の深度では比抵抗値が大局的に西高東低の傾向を示している。火焰山の西端を境に東側では $40 \sim 100 \Omega \cdot m$ 以下、西側は $100 \Omega \cdot m$ 以上が大半の地域を占める。また、沖積扇の中軸部が相対的に高比抵抗を示し、距離が離れている両河川の間部では、低比抵抗域となる傾向が見られる。

100 m 深度では黄色～赤色の $100 \Omega \cdot m$ 以上の領域は全体の 6 割以上を占め、高比抵抗の砂礫層が広く堆積していることを伺わせる。盆地中部の大河沿、七泉湖、柯柯亜及びシャンシャン駅付近では $300 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗域が認められる。また、連木沁からシャンシャン県町付近の地域では $20 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が認められ、シルトなどの細粒層、あるいは基盤となる第三系からなる泥岩を反映していると思われる。

200 m 深度での比抵抗構造平面分布パターンは 100 m 深度に比べ、大局的に大差が見られないが、東西方向にほぼ連続していた高比抵抗域は、幾つかの南北方向のやや低い比抵抗域によって分断され、縮小傾向に変化している様子が見られる。

300~400 m 深度になると上記のような傾向がより明瞭に認められる。600 m では上の高比抵抗域でも $100 \Omega \cdot m$ 程度まで下がり、大部分の地域が $100 \sim 30 \Omega \cdot m$ 範囲の値を示している。

b. 南盆地の比抵抗構造平面分布

20 m 深度では、比抵抗値が大局的に盆地中央部の $20 \Omega \cdot m$ 以下となる低比抵抗域と、南西部に見られる $100 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗域に区分できる。青色で示す $20 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗域は、南盆地の東部全体と西部の中央部に広く分布し、地表のシルト質土壌や湖成堆積物の分布と概ね一致する。高比抵抗域はトクソン市街地北部の塩山南側と、盆地南西境界に分布し、山麓周縁部の砂礫沖積層の分布とほぼ一致する。

100 m 深度では盆地中央部の広い範囲に上位より比抵抗値の増加傾向が見られる。盆地東部の一帯の比抵抗値は $20 \Omega \cdot m$ から $60 \Omega \cdot m$ 程度となり、上位シルト質土壌よりやや粗粒の砂質に富む層を反映していると考えられる。南西部の高比抵抗域は上位より更に広くなり、砂礫層がこの深度で広がっていることを示唆する。トルファン市北の火焰山手前側山麓に $100 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗域が見られ、砂礫～砂の粗粒層の分布を反映していると考えられる。

200~300 m 深度では、盆地西部の $100 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗域がほぼ収束し、盆地全体