

インド・ユーラシアプレート衝突帯 (ヒマラヤ地域)の地熱・温泉資源

金原 啓 司¹⁾

1. まえがき

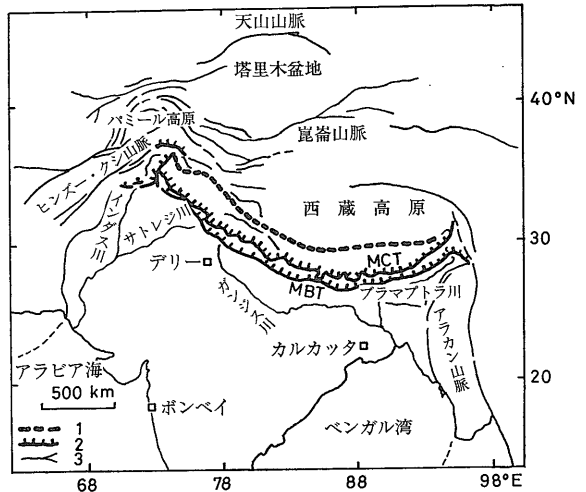
プレート・テクトニクスからの説明によれば, 約4千万年前, 年間10cm程度のスピードで北上していたインドプレートがユーラシアプレートと衝突した。衝突後, インド大陸はユーラシア大陸の下にもぐり込み, 断層・隆起運動を伴いながら, 現在までに約2,000km北進した結果, 標高8,000mを越す地球上で最も高いヒマラヤ山脈が形成されるに至った。

筆者は以前より, この様な大陸プレートの衝突帯に見られる地熱・温泉資源について興味を抱いてきた。しかしながら, 古来よりヒマラヤ地域は神々の信仰対象として, また登山家, 探検家などを対象としたごく限られた人々のみしか寄せ付けぬ秘境の地であった。このために, ヒマラヤ地域の地熱・温泉資源の実態を体系的に把握できるほどの調査は, 当然ながらなされていなかった。近年, ヒマラヤ地域において自然科学上の様々な調査がなされるようになってきたために, この地域の地熱・温泉資源についても触れた報告がいくつか見られるようになってきた。

以下本稿で取り上げる国々の中には, 地熱資源を将来の重要なエネルギー源の1つとして位置づけている国もある。未だ一度も訪れたことのない国々の紹介ではあるが, 浅学をかえりみず, これらの国々の地熱・温泉資源の概要について紹介したい。

2. インド・ユーラシアプレート衝突帯の地質概要

本地域の地質及び構造発達史については都城 (1979a, b) による解説がある。それによれば約4,000万年前(古第三紀始新世), それまで年間約10cmの速度で北進していたインドプレートはユーラシアプレートと衝突し, その下にもぐり込み始めた。その後現在に至るまで, 断層・隆起運動を伴いながら5cm/年の速度でインド大陸は約2,000km北進し, ヒマラヤ・チベットという地球上で最



第1図 ヒマラヤ山脈, チベット高原及びその周辺地帯の概略図 (Rastogi (1974) の図を簡略化)。

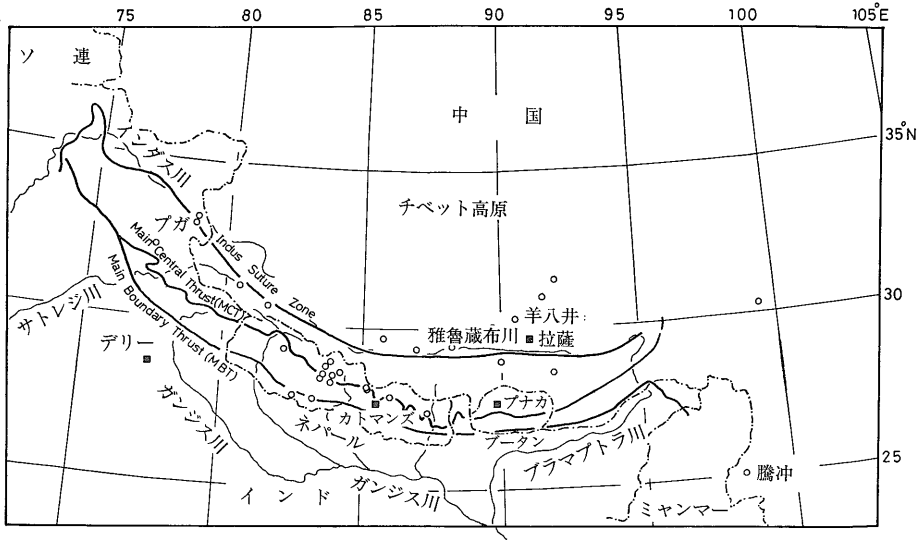
1. Indus Suture Zone
2. 大規模衝上断層
MCT: Main Central Thrust
MBT: Main Boundary Thrust
3. 断層及び小規模衝上断層

も高い山脈・高原地帯(世界の屋根)を形成した。

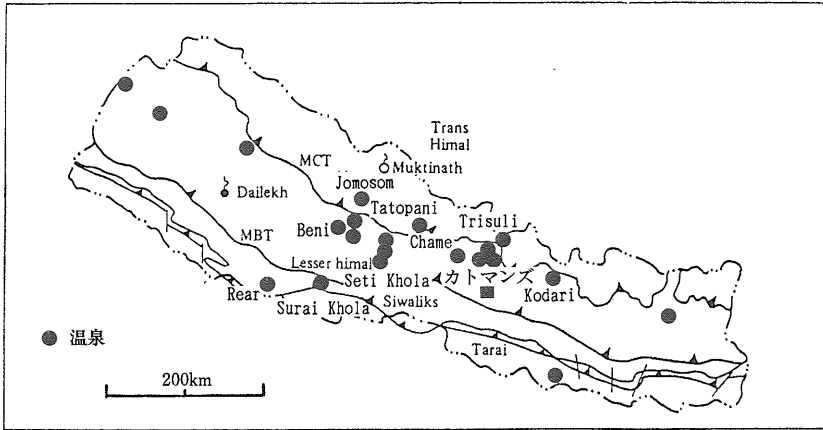
両大陸の衝突により生じたヒマラヤ山脈とその西(ヒンズー・クシ山脈), 及び東(ホントワン(横断)山脈・ミャンマー地帯)(いわゆるヒマラヤ弧)の地域は, 場所により震源の深さが100kmを越え, 地殻の厚さが通常の大陸地殻の2倍, 60~70kmに達する地域があるなど特異な地帯を構成している。

パキスタンを通過してアラビア海に注ぐインダス(Indus)川の上流(ヒマラヤ山脈の北側), 及びバングラデシュを通過してベンガル湾に注ぐブラマプトラ(Brahmaputra)川(その上流はチベット高原のヤルツァンポ(雅魯藏布)川につながる)に沿ってオフィオライト帯があり, これがインドプレートとユーラシアプレートの境界線(縫合線)と考えられ, Indus Suture Zoneと呼ばれている(第1図)。これより南側の地域は, 構造的に大きく以下の4帯に区

1) 地質調査所 地殻熱部



第2図
ヒマラヤの大構造区分と地熱徴候地（●印）。



第3図
ネパールの温泉分布 (Bhattarai, 1986).
MCT: Main Central Thrust
MBT: Main Boundary Thrust

分されている。

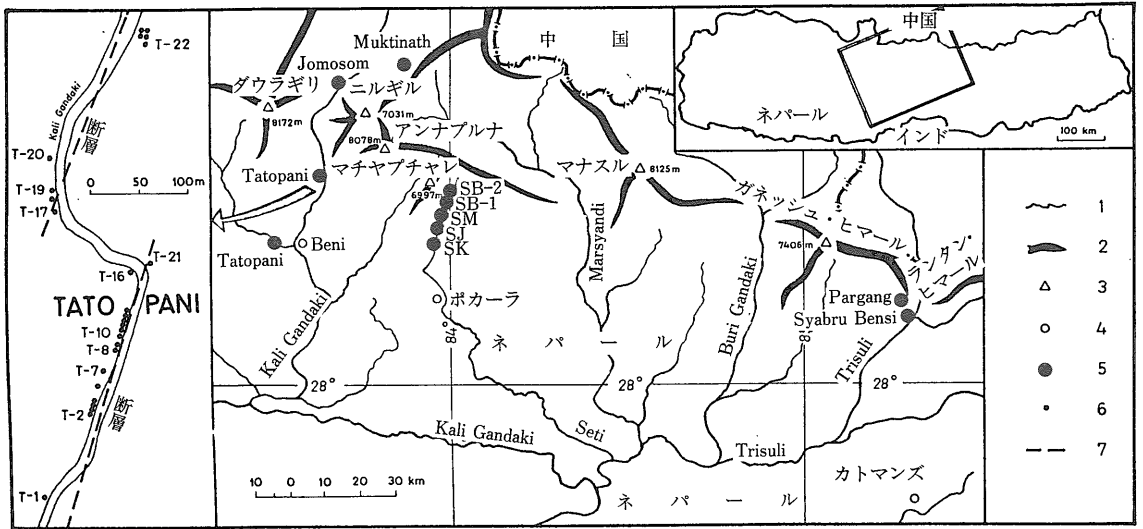
最も北側は、衝突前の両大陸間に存在したテチス (Tethys) 海に堆積した厚い地向斜性堆積物よりなる Tibetan Himalaya と呼ばれている。その南は標高 6,000m を越え、ヒマラヤ山脈の主峰部を含む Higher Himalaya の変成岩地帯に漸移する。低角度で北に傾いた Main Central Thrust (MCT) を境界として、その南側は標高 4,000m 程度で、変成岩、中・古生層、第三紀層よりなる Lower Himalaya (Lesser Himalaya) と呼ばれている。さらに低角度で北に傾いた Main Boundary Thrust (または Fault) (MBT) を境界にして、その南は標高 1,000m で、モラッセ堆積物 (中新世～更新世の Murees, Siwaliks 層) よりなる Subhimalaya と呼ばれている。第2図に示すように、ヒマラヤ地域には構造線の存在と密接に関係して、多数の地熱徴候地が分布している。

3. 地熱・温泉資源の概要

3.1 ネパール

ヒマラヤ山脈の主要部を占めるネパールには、タトパニ (Tatopani) というネパール語で温泉を意味する地名があるように、国内には数多くの温泉の存在が知られている (インド東北部にも、第5図に示すように、Tattapani, または Tatapani と呼ばれる 50～98℃ の温泉湧出を伴う地熱地帯があるが、これが Tatopani と語源的に関係があるかどうかは筆者には不明)。しかしながら、国の大部分を世界で最も高く、かつ急峻なヒマラヤ山脈が占めていることから、断片的調査を除いてその科学的検討はこれまでほとんどなされたことがなかった。

1971年に東京大学ネパールヒマラヤ遠征隊、及び信州大学アンナプルナII峰登山隊がネパールより持ち帰った温泉・鉱泉水の分析結果が断片的に報告されている



第4図 ネパール中央部の温泉 (Grabczak and Kotarba, 1985).

1. 川, 2. 山塊, 3. 山頂, 4. 町, 5. 温泉域, 6. 温泉湧出地点, 7. 断層
SK : Mirsa, SJ : Jamile, SM : Machapuchare, SB : Batese

(Watanuki and Takano, 1973; 山田他, 1976). また, 1977年と1980年の2回にわたりポーランドの地球科学探検隊がネパールに入り, Kali Gandaki, Seti Khola, Trisuli地域の温泉・鉱泉についての本格的な調査を行った (Kotarba et al., 1981; Bogacz and Kotarba, 1981; Grabczak and Kotarba, 1985). さらに最近では, ネパールの鉱山・地質部から同国の温泉を中心とする地熱資源の概要についての報告もなされている (Bhattarai, 1980, 1986).

ネパールの温泉 (第3図) は地質構造上, 以下のグループに分類されている (Bhattarai, 1986).

① Main Central Thrust (MCT) の北に分布する比較的低温の低い以下の温泉 (第3, 4図).

Jomosom: Kali Gandaki 川の上流にある標高2,850mのジュラ紀下部の結晶質～泥質石灰岩の5カ所より湧出し, 平均泉温は21℃である (第1表-1).

Muktinath: Jomosom の東北東, 標高3,800mの片岩中に発達する南北性の断層に沿って, 数カ所より炭化水素ガスを伴って湧出する 6.5℃の鉱泉 (第1表-2).

Chame: Marsyandi 川上流, 標高約2,500mの片麻岩より湧出する 31℃の温泉 (第1表-3).

② MCT の近傍に分布する温泉群 (第3, 4図).

ネパールの温泉の大部分はこのグループに属し, かつ湧出温度も高い. 以下の温泉がこのグループに属する.

Tatopani: 標高1,250mの Kali Gandaki 川沿いに発達する2本の断層に沿って26カ所の湧出口があり, その最高温度は71℃である (第1表-4). 周辺の地質は砂岩, 珪岩, 片岩, 結晶質石灰岩等よりなる. なお Tatopani

温泉については猪爪 (1973) による紹介がある.

Tatopani (Beni): ベニ (Beni) の西約4km, Kali Gandaki の支流である Mayangdi 川の標高900mの断層沿いに湧出する最高53.2℃の温泉 (第1表-5).

Seti Khola: Seti 川の上流には, 炭酸塩岩質千枚岩等に発達する断層より, 下流から次に述べるような温泉群が分布している. Mirsa (標高1,200m, 44.0℃) (第4図のSK), Jamile (標高1,500m, 30.6℃) (同SJ), Machapuchare (標高1,800m, 64.0℃) (同SM), Batese (下流) (標高1,900m, 44.3℃) (同SB-1), Batese (上流) (標高2,000m, 21.5℃) (同SB-2).

Trisuli: Trisuli 川上流には Syabru Bensi (標高1,400m, 51.0℃), Pargang (標高2,600m, 49.0℃) の各温泉が認められる.

Kodari: 石英・黒雲母砂岩より湧出する 42℃の温泉 (第1表-6).

③ Main Boundary Thrust (MBT) 近傍の礫岩, 砂岩, 泥岩よりなるモラッセ堆積物 (中新世後期～更新世前期のシワリク (Siwaliks) 層) より湧出する以下の温泉.

Surai Khola: 中部シワリク層 (砂岩, シルト岩, 粘土) より湧出する 37℃の温泉 (第1表-7).

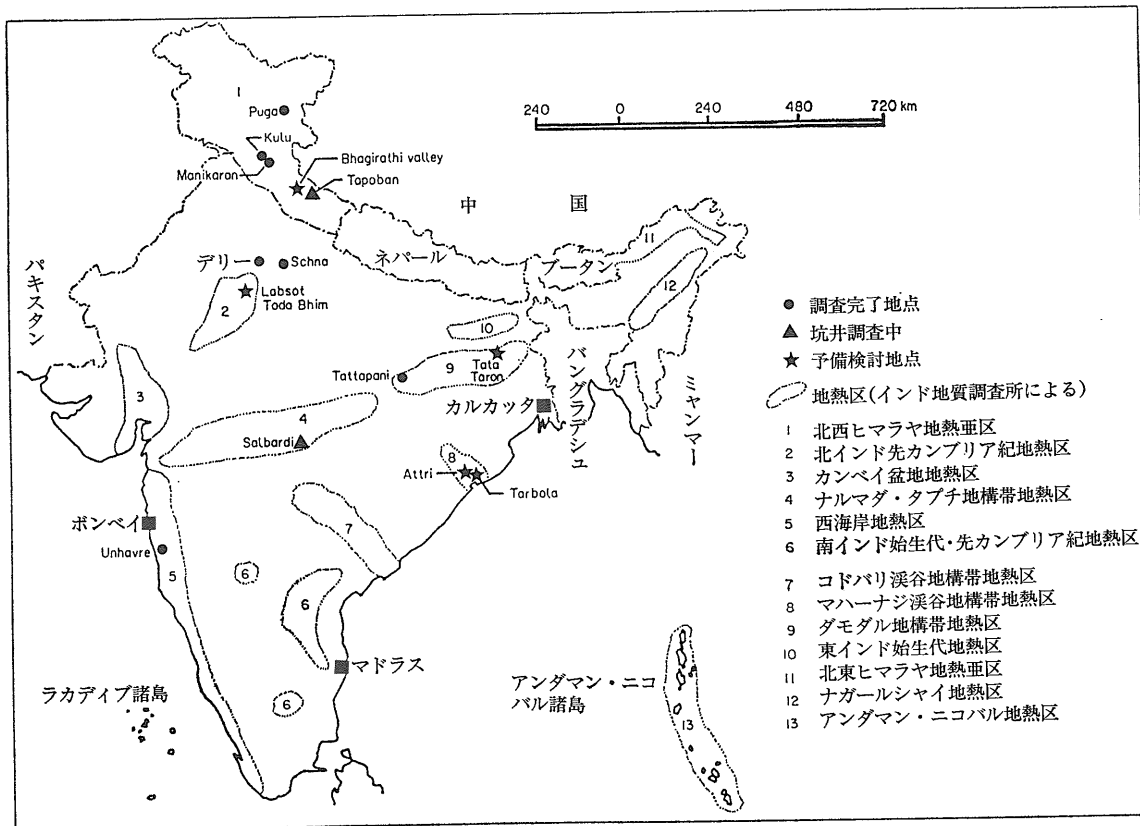
Rear: 中部シワリク層 (砂岩, シルト岩, 粘土) より湧出する 33℃の温泉 (第1表-8).

以上述べてきたように, ネパールの温泉は最高でも71℃, 中性～アルカリ性の単純泉, または Na-Cl・HCO₃, Na-HCO₃・Cl 型の温泉である. 現状では100℃を越える高温泉は報告されておらず, またその地球化学的溫度

第1表 ヒマラヤ地熱地域の代表的熱水試料の化学組成 (単位: ppm)

No.	国名	名称	標高 (m)	温度 (°C)	pH	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SiO ₂	B	TDS	δ ¹⁸ O(‰)	δD(‰)	Trtium (T.U.)	文献	
1	ネ パ ー ル	Jomosom	2850	20.7	7.7	60.00	5.60	54.2	113.4	95.92	249.0	302.03		14.30	2.35	889.29	-15.5	-112	63±3	{Grabczak and Kotarba (1985) Bhattarai (1986)	
2		Muktinath	3800	6.5		3.2	0.6	24	58	3.6	75	208		3.5	tr	378	-15.2	-114	67±3	{Kotarba et al. (1981) Grabczak and Kotarba (1985)	
3		Chame	2500	31	7.5	174	8.1	6.8	40	321	62						844				山田他 (1976)
4		Tatopani	1250	71.0	7.1	365.00	90.0	30.0	102.4	555.19	216.45	387.46		67.60	12.81	1840.78	-10.3	-72	7±1.5	{Grabczak and Kotarba (1985) Bhattarai (1986)	
5		Tatopani (Beni)	900	53.2		395	42	12	49	334	79	637		34	19.2	1682	-8.7	-65	13±1.5	{Kotarba et al. (1981) Grabczak and Kotarba (1985)	
6		Kodari		42	7.3	200	35	18.84	60.12	31.50	60	576	tr	3.85	3.6	785					Bhattarai (1981)
7		Surai Khola		37	8.9	123.00	3.92	28.0	18.03	3.19	70.00	370.0	180.00	38.52	tr	510.00					Bhattarai (1986)
8		Rear		33	8.5	310.0	4.00	3.04	4.00	14.04	70.0	7.93	—	37.50	6.00	788.00					"
9	イ ン ド	Puga(GW-7号井)	4400	135	6.9	580	80	1	5	464	127	884	nil	160	134	2368				Shanker et al. (1975)	
10		Chumathang (CGW-1号井)	4400	85	7.9	360	24	2	22	84	240	522	nil	175	39	1266					"
11		Manikaran	1700	97.0	7.3	94.0	21.0	10.0	36.0	123.0	45.0	177.0		120.0	1.0	555.0					Gupta et al. (1975)
12	パキ ス タ ン	Murtazabad (Gilgit & Hunza)		91	8.5	390	48	6.6	7	39	429	394				1980				Shuja (1988)	
13	アフ ガ ニ ス タ ン	Obeh	2000	43.0	7.2	58	2.8	0.07	9.8	19.1	100			48							安部 (1972)
14	中 国	Yangbajing (羊八井) (W-2号井)	4300	170	8.4	470.3	49.8	0	2.5	556.7	30.0	123.4(CO ₂ *)		273.7	102.8	1698					Yao (1980)
15		Gulu (谷露)	4900	86	8.8	1050	117	54.1	13.7	899	94.6	1160	179.9	123.5	50.5	3930	-16.4	-140			{Liao and Zhang (1984) Grimaud et al. (1985)
16		Dagejia (搭各加)	5080	85	9.1	365	41	1.87	7.2	165	132	261	234	22.7	108.5	1570					Liao and Zhang (1984)
17		Chabu (查布)	4800	86	8.75	415	50	2.08	13.2	287	104	331	120	94.9	42.7	1430					"
18		Gudui (古堆)	4600	86.5	8.78	700	85	1.0	4.6	745.6	162.2	459.2	141.6	362	115.9	3320					"
19		Tengchong(騰冲)	1600	95.8	7.5	340	61	1.79	10.7	269	24	512	37	170	4.4	932	-8.8				Liao (1990)
20	Dakongbeng (大空蚌)	1280	96	8.5	177	23.4	0.11	0.12	33.0	31.0	329	37.5	201	3.75	810.7	-10.3	-78.3				Shen (1986)

* CO₂=H₂CO₃+HCO₃+CO₃



第5図 インドの地熱区と地熱開発調査地点 (Moon and Dharam, 1988).

(Ts_{iO_2} , T_{Na-K}) もそれほど高くない。ネパール中央部の温泉について測定された $\delta^{18}O$, δD は、いずれも顕著な標高差効果と天水起源を示している (Grabczak and Kotarba, 1985)。

ネパールでは第四紀の火山活動は認められていないが、新生代後期 (14~17 Ma) の小規模な花崗岩貫入岩体の存在が知られている。従って、ネパールの温泉は地下深部に浸透した天水が花崗岩質貫入マグマの熱により加熱され、Main Central Thrust や Main Boundary Thrust 等の大断層帯に沿って湧出する、いわゆる構造規制型温泉であると解釈される。

3.2 インド

地殻熱流量データから、インドの地熱は採取可能資源量として $1.1 \times 10^8 \sim 984 \times 10^8 \text{ MW} \cdot \text{年}$ 、深度 5 km までの総資源量が $3,244 \times 10^8 \text{ MW} \cdot \text{年}$ と算定されている (Panda et al., 1985)。さらに、インドには約 340 カ所の KGRA (Known Geothermal Resources Area) が知られており、その資源量は発電量で 1,840 MWe (バイナリー発電を含む)、直接利用 10,000 MWt と算定されている (Guha, 1986)。しかしながら、現状では発電可能な地熱地帯は後述する Puga が唯一であるとされている。

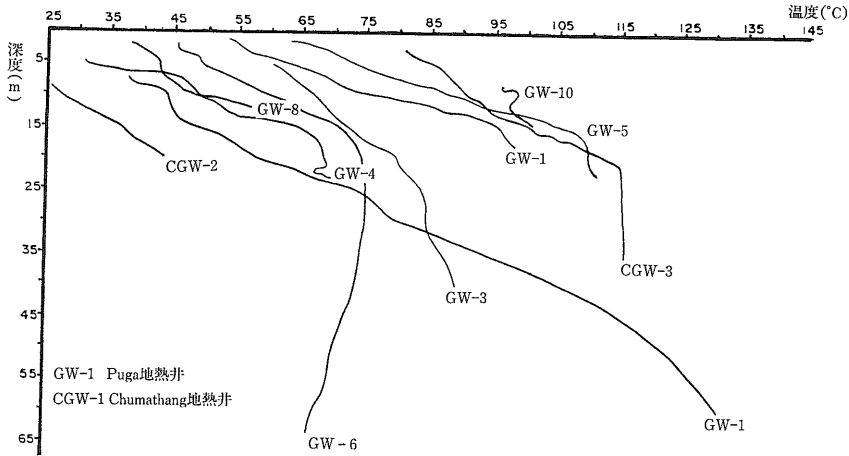
インドの地熱資源に関する組織的な調査は、1966年に設立された“温泉委員会 (Hot Spring Committee)”により開始され、全国で約 250 の温泉が検討のために取り上げられた。その結果、1968年に Puga Valley (Puga-Chumathang 地域)、Parbati Valley (Manikaran-Kasol 地域)、Western Coast の 3 地域が有望地域に選定された。Moon and Dharam (1988) はインドの地熱区を 13 に細分しているが、Puga と Parbati はいずれもネパールの西に位置する北西ヒマラヤ地熱亜区に属している (第5図)。なおネパールの東 (厳密にはブータンの東) には北東ヒマラヤ地熱亜区があり、これら 2 つを合わせてヒマラヤ地熱区と称している。以下、本稿に関係のある北東及び北西ヒマラヤ地熱亜区について述べる。

3.2.1 北東ヒマラヤ地熱亜区 (Krishnaswamy, 1975)

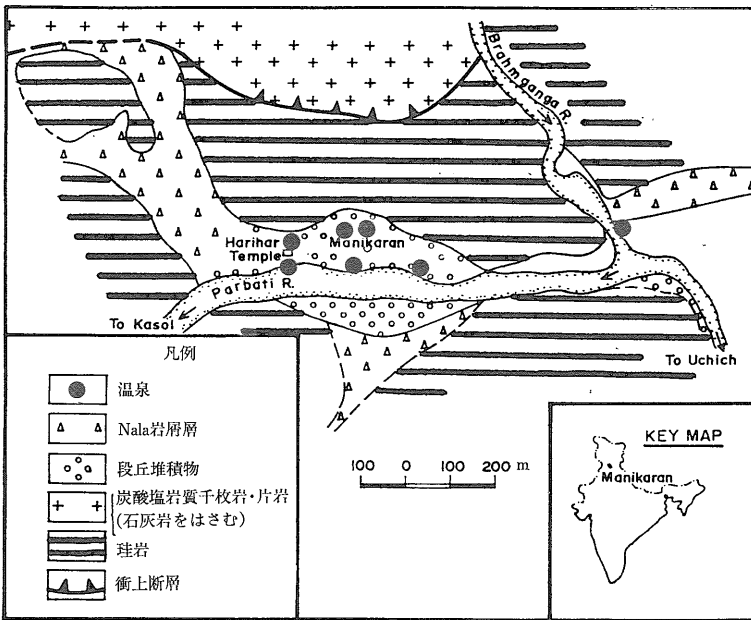
この地区には約 70 の温泉があり、さらに 4 つの地熱帯 (H I ~ H IV) に細分化されている。

H I 帯: Puga-Chumathang 地熱地帯を含み、泉質は $\text{Na-HCO}_3 \cdot \text{Cl}$, $\text{Na-HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 、地化学温度 $150 \sim 250^\circ\text{C}$ 、地下増温率 $150^\circ\text{C}/\text{km}$ である。

H II 帯: Manikaran-Kasol 地熱地帯を含み、泉質は $\text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Cl} \cdot \text{HCO}_3$ 、地化学温度 $150 \sim 200^\circ\text{C}$ 、地下増温



第6図
Puga-Chumathang 地熱地域の
温度検層曲線
(Shanker et al., 1975)



第7図 Manikaran 地熱地域（標高 1,700m）の地質図 (Gupta et al., 1975)

率 100°C/km である。

H III帯：泉質は Na-Cl，地化学温度 100~150°C。

H IV帯：泉質は Ca-SO₄，Na・Mg・Ca-HCO₃，地化学温度100~125°C，地下増温率20~26°C/km (油井データより)。

H I と H II はインドプレートとユーラシアプレートの境界，即ち Indus Suture Zone 近傍上に位置し，後述するように，地熱資源的には非常に有望な地域である。

H III は Lower Himalaya に，また H IV はその外側 (Sub-himalaya) に位置し，特に H IV は現状では地熱開発は期待できない。以下，ここでは地熱開発調査が比較的進行している Puga-Chumathang と Manikaran-Kasol 地域

の状況について述べる。

① Puga-Chumathang 地域

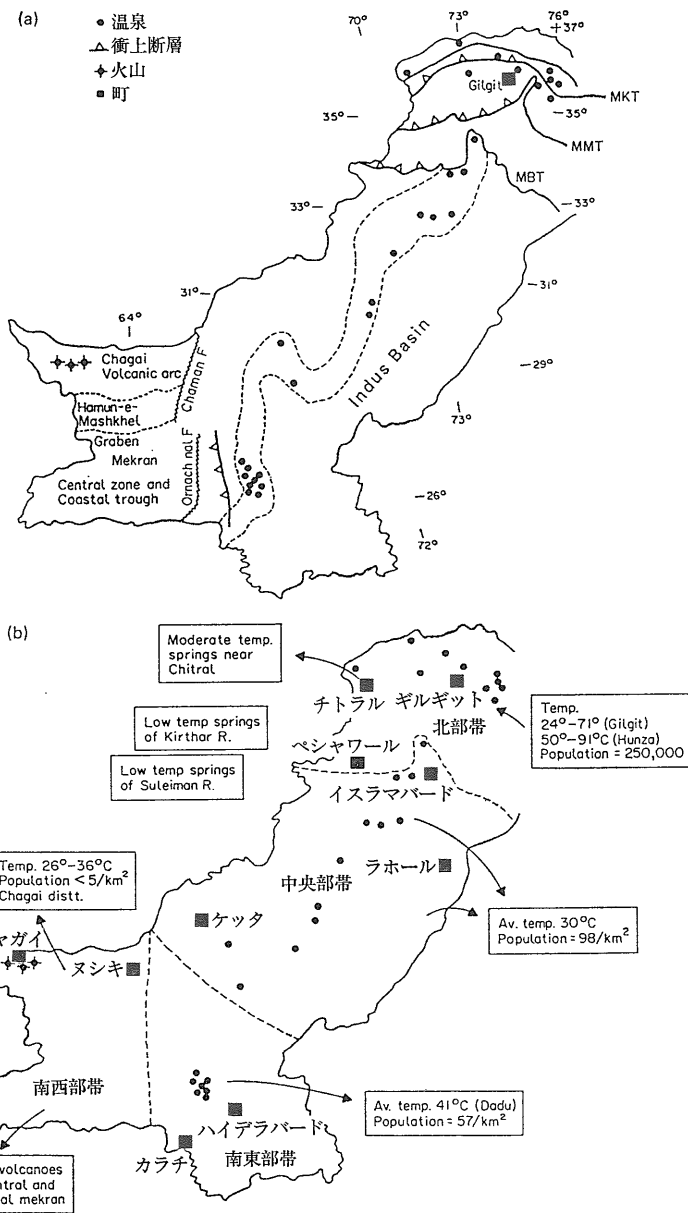
本地域は標高 4,400 m，Indus Suture Zone のすぐ南に位置する地熱地帯である。30~84°C の泉温を有する温泉が約 115 湧出しており，熱水の性質は Puga が Na-HCO₃・O₂・C 1 型（地化学温度は約 250°C），Chumathang が Na-HCO₃・SO₄ 型（同 150~180°C）である（第 1 表-9, 10）。流体中の Cs, Li, B, Rb 等の濃度が高いこと，坑井コアから輝安鉱が産出することから，本地域の地熱系がマグマ活動と関係のあることが示唆されている (Chowdhury et al., 1974; Shanker et al., 1975; Saxena and D'Amore, 1984)。

本地域では，1973~1974 年にかけて深度 28~130m の浅い地熱坑井が掘削された。その結果，第 6 図

の温度検層曲線に示すように，第四紀~現世の河川・氷河堆積物中に貯留された，2~4.5kg/cm² の圧力を有する，90~135°C の熱水が 8 本の坑井より 7.5~30t/h 噴出した (Shanker et al., 1975)。これらの熱水は，天水を起源とする流体が基盤 (片岩) 中を流動する過程で中新世以降に貫入した熱源岩により加熱され，深部の suture zone や断層に沿って湧出しているものと考えられている。

② Manikaran-Kasol 地域

Parbati 川に沿う標高 1,700m の Manikaran-Kasol 地熱地域はインドでは 97°C (本地点での水の沸点は 88°C) という最も温度の高い温泉が存在する地帯である。本地域



第8図 パキスタンの地熱資源分布 (Shuja, 1988)

(a) 地質構造と温泉分布 (b) 温泉分布に基づく地熱地帯区分
 MKT: Main Karakorum Thrust MMT: Main Mantle Thrust
 MBT: Main Boundary Thrust

の温泉は湧出量も多く、また間欠泉が存在することなどから、これまでインドにおける地熱エネルギー開発の有望地域の1つとされてきた (Gupta et al., 1975).

温泉の温度は41~97°Cで、その泉質は Na・Ca-Cl・HC O₃ 型、また地化学温度は T_{Na-K-Ca} で 186~202°C である (第1表-11)。地質は先カンブリア紀の千枚岩・石灰岩を伴う厚い塊状珪岩が露出しており (第7図)、熱異常

は節理が発達し、破碎されたこの珪岩中に存在している (Gupta et al., 1975)。しかしながら、その後本地域で深度 497m と 707m の2本の坑井を掘削したところ、最高温度は深度 100m 以内の 109°C であり、これより深部では温度が逆に低下する側方流動のパターンを示した。このことから、地熱熱源が本地域の直下にはなく、従って事前の予測とは異なり余り有望でないと言う結論が得られている (Kumar et al., 1982; Guha, 1986)。

3.2.2 北東ヒマラヤ地熱帯区 (Krishnaswamy, 1975)

ブータンの東に位置する本地域については、情報がほとんどないので詳細は不明であるが、7つの温泉が報告されている。このうち標高 3,000~5,000m の地帯は北西ヒマラヤ地熱帯区の H II に相当する。ここには Main Central Thrust に関係した3つの温泉があり、本地区では最も有望な地域とされている。標高 800~2,800m は同 H III に相当し、3つの温泉がある。また標高 450m の山麓地帯には1カ所の温泉がある。

3.3 パキスタン

地質構造及び温泉分布からみると、パキスタンは地熱資源が豊富に期待できる国であるとされているが、残念ながらこれまで十分な調査はなされていない。

パキスタンの地熱資源は、第8図に示すように、北部 (Himalayan collision zone)、中央部、南東部 (以上 Indus basin margin)、南西部 (Chagai volcanic arc, Hamun-e-Mushkhel graben, Merkan coastal and central

zone) の4帯に区分されている (Shuja, 1986, 1988)。このうち南西部の Chagai volcanic arc はアラビアプレートがユーラシアプレートの下にもぐり込むことにより生じた第四紀火山地帯に位置することから、温泉の湧出温度こそ 26~36°C と低いが、パキスタンにおける有望な地熱資源賦存可能性地域の1つとされている。本稿に関係のある北部地域はヒマラヤの西側延長部に相当し、多数

の高温温泉が分布していることから、パキスタンでは最も有望な地熱地域とされている。

北部地域は、地質構造的には Main Boundary Thrust (MBT) より北の位置をさし、先カンブリア紀から現世に至るまでの地層から構成されている。Gilgit 周辺 (24~71℃)、Hunza 周辺 (50~91℃) 等に多数の温泉が分布し (最高温度は Murtazabad の91℃)、地化学温度も T_{SiO_2} で 83~125℃、 T_{Na-K} で 85~252℃である (第1表-12)。これらの温泉は、主に Main Mantle Thrust (MMT) と Main Karakorum Thrust (MKT) に規制されており (第8図-(a))、またいくつかの温泉は Indus Suture Zone より湧出している。

3.4 アフガニスタン

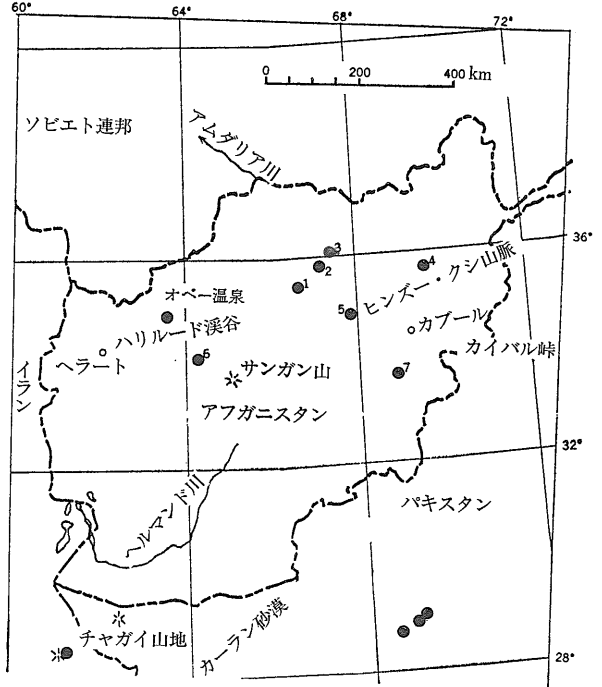
プレート・テクトニクスから見ると、アフガニスタンのヒンズー・クシ (Hindu Kush) 山脈は、上に述べたパキスタンの Chagai volcanic arc と同様に、アラビアプレートとユーラシアプレートの衝突帯に位置している。しかしながら、地理的には本山脈がヒマラヤ山脈の西につながっていることから、ここで若干触れることにする。

アフガニスタンの地熱・温泉資源については Waring (1965) 以外に文献が見当たらないので、その実態は良くわからない。Waring (1965) によれば、首都カブールの北約 150 km のヒンズー・クシ山脈中の Khawak には 42℃と 51℃の温泉記載がある (第9図のNo. 4)。またカブールの西約 600 km のヒンズー・クシ山脈の谷筋、ハリルド (Hari Rud) 川の支流の標高 2,000 m の場所にオーバー (Obeh) 温泉がある (安部, 1972)。本温泉は片岩と花崗岩の境界より湧出する 43℃の単純泉 ($Na-SO_4$ 型) である (第1表-13)。

3.5 中国

広い中国大陸には、およそ 3,000カ所以上の地熱地帯がある。このうち 2,412カ所が温泉であり (第10図)、中国は世界でも有数の地熱・温泉資源国である (陳剛, 1973; An Keshi, 1980)。なお、残りは坑井掘削により発見された地熱地帯である。予備的な地熱資源評価によれば、中国全土で確認資源量として 220 MWe、採取可能資源量として 3,513 MWe が算定されている (Yang Qilong et al., 1985)。中国は、本稿で扱っている国々の中では唯一の地熱発電国であり、現在全国 9カ所で、約 20 MW の発電設備容量を有している。

中国における地熱研究の現状については、やや古いが Shen Xianje (1980) による日本語の紹介がある。地質構造的にみると、中国の地熱地帯はインド大陸とユーラシア大陸の衝突帯 (ヒマラヤ地熱帯、または plate-marginal geothermal system) とそれ以外の地帯 (intra-plate geo-



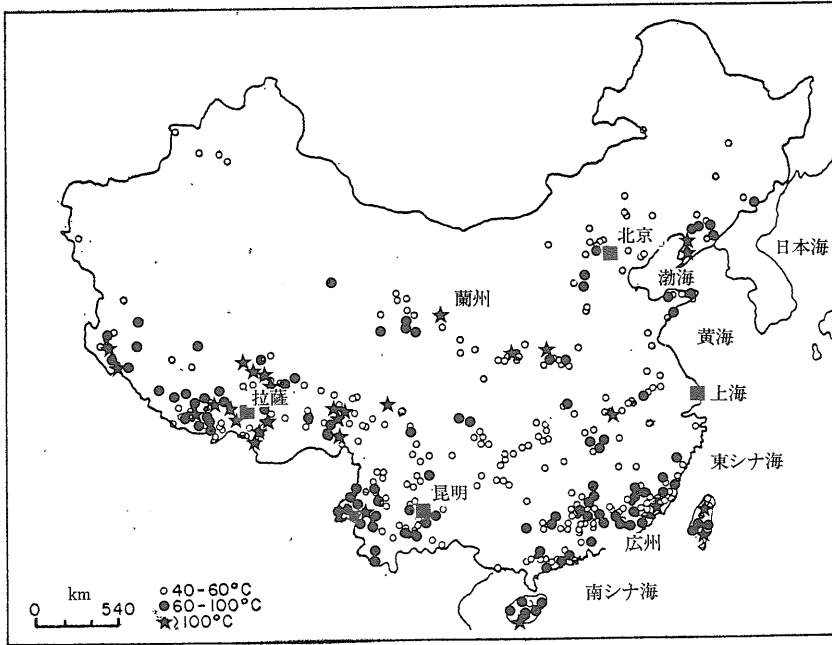
第9図 アフガニスタンの温泉分布とオーバー (Obeh) 温泉
Waring (1965) の第53図の一部にオーバー温泉の位置を記入した。No. 1, 2, 3, 7 は Warm, No. 4 は 42℃, 51℃, No. 5 は Hot となっている。

thermal system) に区分できる (Tong Wei et al., 1986)。チベット、雲南、台湾を含む前者は地熱発電の対象となる 100℃ を越す高温地熱地帯であり、一方後者は中国南東部 (広東、福建省等)、同北東部 (北京、天津等) を含む 100℃ 未満の、直接利用を対象とする中・低温熱水資源地帯である。以下本稿では、表題に関係のある台湾を除くヒマラヤ地熱帯の概要について述べる。

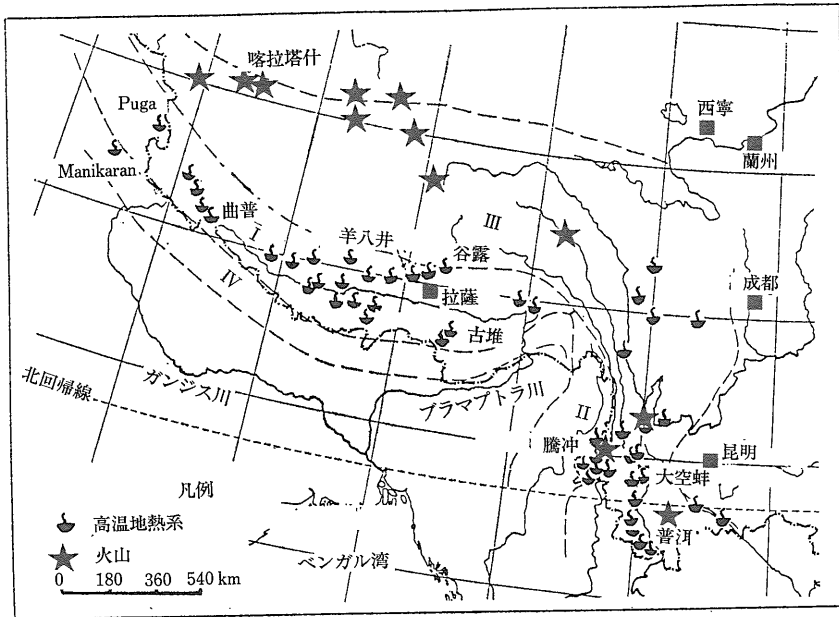
3.5.1 チベット (西藏, Xizang) 高原

チベット (西藏, Xizang) 高原から雲南省西部にかけての地熱地帯はインドプレートとユーラシアプレートの衝突帯に位置し、その主要部はヒマラヤ及び騰冲地熱帯と呼ばれている (第11図)。チベット高原の高温地熱地帯は高原を東西に走るヤルツアンボ (雅魯藏布, Yarlung-Zangbo) 川に沿って分布するオフィオライト帯に集中している。

標高 4,000~5,000 m に位置するチベット高原には幅 250~300 km、長さ 2,000 km におよぶ地熱地帯がある。ここには約 400 に及ぶ多数の温泉、ガイサー、噴気孔、熱水爆発等の活発な地熱徴候が主にヤルツアンボ川に沿って分布している。川には熱水により死んだ魚がしばしば見られることから、ヤルツアンボ川の支流にはスーユ



第10図
中国の温泉分布(Wang Jiyang et al., 1981)



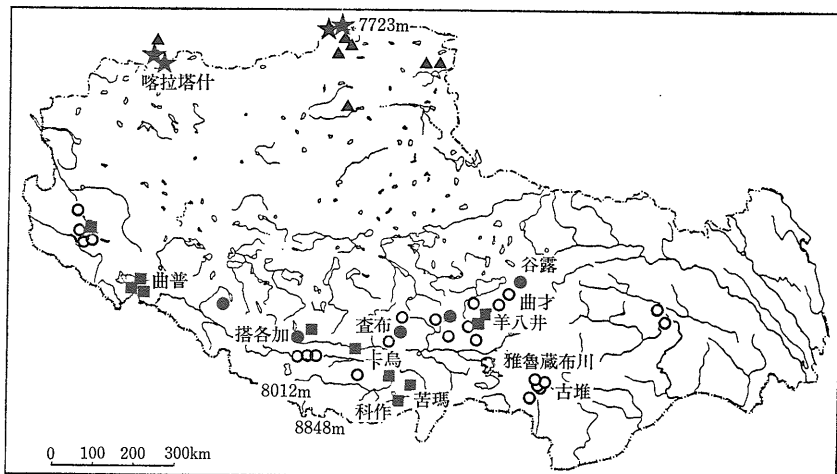
第11図
中国西部の地熱帯と火山分布
(Liao Zhijie et al., 1985)
I. ヒマラヤ地熱帯
II. 騰冲地熱帯
III. チャンタン(高原)一横断(山脈)地熱帯
IV. ヒマラヤ南麓地熱帯

イホ(死魚河, Siyuhe)と呼ばれる川がある。

ガイサー・高温地熱地帯としては、第11, 12図に示すように、西から Dagejia, または Tegejia (搭各加) (標高 5,080 m, 85°C), Chabu (査布) (4,800 m, 86°C), Kau (卡烏) (4,700 m, 88°C), Gulu (谷露) (4,900 m, 86°C), Quzai (曲才) (4,200 m, 86°C), Gudui (古堆) (4,600 m, 86.5°C) 等がある (松野・角, 1979; Liao Zhijie and Zhang

Zhifei 1984; Grimaud et al., 1985)。これらの熱水の化学的性質は、第1表の15~18に示すように、Na-Cl-HCO₃型で、B に富む (50~100ppm) 特徴を有している。

熱水爆発地帯としては Qupu (曲普) (4,660 m, 95°C), Kezuo (科作) (4,700 m, 85.3°C), Kuma (苦瑪) (4,900 m, 85.7°C) 等がある。1975年11月 Qupu で起こった熱水爆発の規模は最大級であり、直径 25m (ここでの最大のク



第12図
チベット地域の高温地熱地熱候分布
(Tong Wei and Zhang Mingtao, 1981)

- 熱水爆発
- ★ 火山クレータ
- ガイサー
- ▲ 鮮新世以降の火山地域
- 沸騰泉

ータは100m), 高さ 800~900m, その数は 30 以上にも達している (Zhang Mingtao and Guo Guoying, 1981).

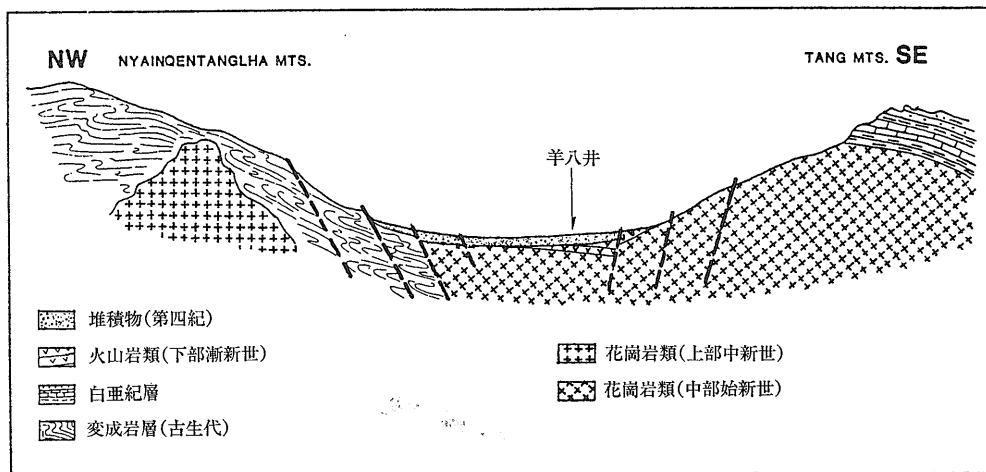
なお, チベット高原の地熱地帯のうち約 120 の主要なものについては, その名称, 標高, 地表温度, 熱流量, 地化学温度, 貯留層の厚さ・体積等が Wu Fangzhi (1987) により取りまとめられている。

3.5.2 ヤンパーチン (羊八井, Yangbajing)

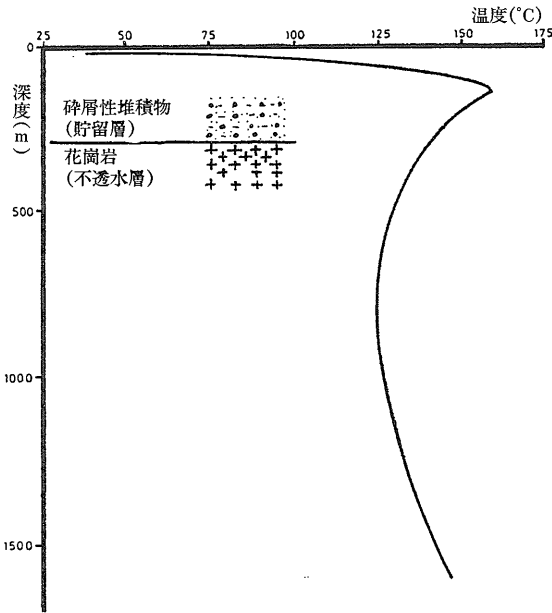
チベット高原の地熱調査は1972年にチベット地質局により着手され, 1975年にかけて地質・地化学調査, 物理探査を行い, ラサ (拉薩, Lhasa) の北のヤンパーチン (羊八井, Yangbajing) の14~15km²が有望地域とされた。その結果, 1977年には羊八井において中国で最初の地熱

発電所が出力700kWで運開している。引き続き, 1981年には国連に技術援助の要請を行い, 1983~1984年にかけて中国・イタリアの専門家による広範囲な調査が実施された。現在, 羊八井は日本製の3MWの発電機を含めて13MWの設備容量となっている。なお羊八井の地熱開発経緯については Wu Fangzhi et al. (1986), 敷波 (1986) に詳しく紹介されているので参照されたい。

羊八井はラサ (標高 3,670m) の北西90km, 標高4,300mに位置し, 谷部をヤルツアンポ川が流れている。地質構造的には, 第四紀 (更新世) の活断層運動により生成したNE-SW方向に細長く延びる地溝帯上にあり, 基盤の花崗岩上を厚さ数百mの第四紀河川~湖沼性堆積物が



第13図 羊八井地溝帯の模式地質断面図 (Zheng Keyan et al., 1985)



第14図 ZK-308号井 (深度 1,762m) の温度プロフィール (Cappetti and Wu Fangzhi, 1985)

覆っている (第13図)。地表には温泉・沸騰泉 (ここでの水の沸点は 84°C)、熱水爆発クレータ、硫黄華、硫気孔等の様々な地熱徴候を見ることができる。

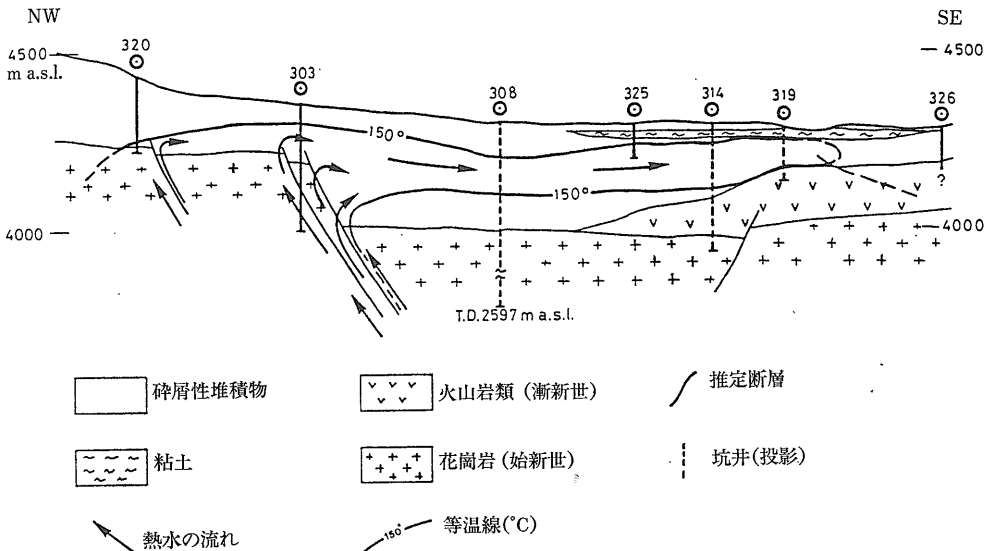
羊八井では現在までに 42 本 (深度 43~603m)、総延長 11,300m の坑井が掘削された。内 1 本 (ZK-308号井) は第四紀堆積物下の花崗岩体を深度 1,726m まで増掘され

たが、緻密な花崗岩体内では温度は逆に低下している (第14図)。地下温度分布から見ると、羊八井では深部に貯留層の発達している可能性は少なく、北西部に発達する地表変質帯の下部で、花崗岩体深部にまで発達した断層を通じて上昇した 150~160°C (実測最高温度は 172°C であるが、地化学温度は 200°C を示す) の熱水が、厚さ数百メートルの多孔質 (10ダルシー程度) の第四紀堆積物 (砂、礫) 中を南東部に側方流動し、貯留されているものと考えられている (第15図)。熱水の化学的性質はチベットの他の地域と同様に、高濃度の B (50~100 ppm) を含む Na-Cl-HCO₃ 型で、TDS は、1,500~2,000mg/l (第1表-14)、熱水中に B, Hg, S を伴うことから、花崗岩貫入マグマが熱源になっているものと考えられている。

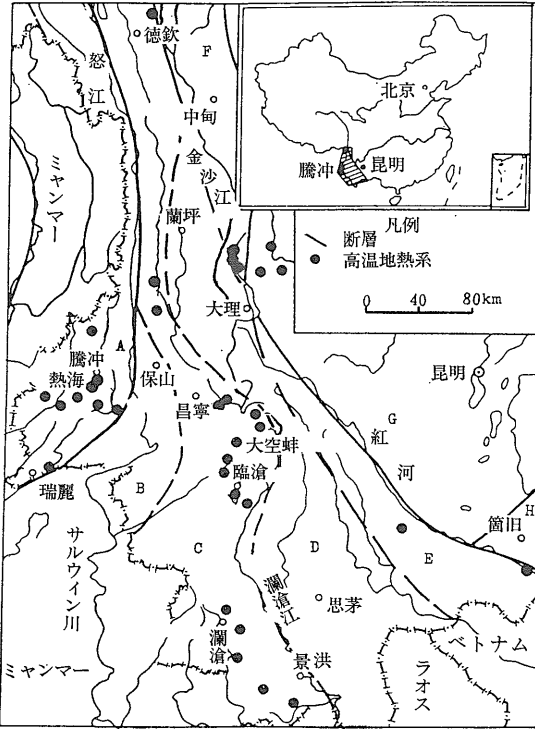
3.5.3 トンチョン (騰冲, Tengchong)

雲南省西部には 660カ所以上の温泉があり、このうち 30カ所は貯留層温度が 150°C 以上の高温熱水系であると言われている (第16図)。このうち、ビルマとの国境近くの標高 1,600~1,700m にトンチョン (騰冲, Tengchong) 地熱地帯があり、その中心は Rehai (熱海, Hot Sea) 地熱地帯と呼ばれている (第17図)。基盤は古生代の変成岩と白亜紀の花崗岩であり、これらを中新世のモラッセ状の砂岩、礫岩が局所的に埋めており、その周辺を第四紀火山が取りまいている。騰冲は中国のヒマラヤ地熱地帯では唯一第四紀火山を伴うという点で今まで述べてきた地熱地帯とは異なっている。

第17図に示すように、熱海には第四紀火山が分布しており、約 20 の火山円錐丘の存在が知られている。K-Ar



第15図 羊八井地熱地域の概念モデル (Cappetti and Wu Fangzhi, 1985)



第16図 雲南省西部の高温熱水系地帯(Liao Zhijie et al., 1986)

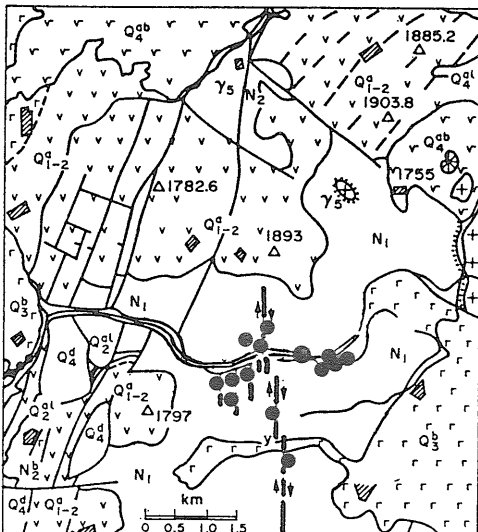
- A. Tengchong (騰冲)—Gaoligongshan (高黎貢山) 帯
- B. Baoshan (保山) 帯
- C. Changning (昌寧)—Lancang (瀾滄) 帯
- D. Sima (思茅)—Lanping (蘭坪) 帯
- E. Ailaoshan (哀牢山) 帯
- F. West Sichuan (西四川) 褶曲帯
- G. Yangzi (楊子) 台地
- H. 南東中国褶曲帯

年代測定によれば、火山岩類（安山岩，玄武岩，デイサイト等）は 0.09～17.84 Ma の年代を示し、休止火山と考えられている（最盛期の活動は後期更新世）。従って、本地域の地熱系の熱源は、これらの火山岩類をもたらした潜頭性貫入岩体であろうと推測されている（Mu Zhiguo et al., 1987）。

騰冲地熱地帯の変質帯域より推定される地熱活動域の広がり約 7.5km² であり、ここには温泉、沸騰泉、噴気孔等様々な地熱徴候を見ることができる。温泉の最高温度は98℃、泉質は中性に近い Na-HCO₃-Cl 型であり、TDS は 600～2,800 ppm であるが、B 含有量が低い（約 4ppm）点ですでに述べたチベット高原地域とは著しく異なっている（第1表-19）。貯留層は花崗岩中に存在しており、地化学温度計より推定されるその温度は、深度100m 以浅の浅部貯留層で約 170℃、またそれ以深の深部貯留層では約 230℃（本源熱水は約275℃）である（Liao Zhijie, 1990）。深度 14m のヒートホールで145℃が確認されているが、本地域では本格的な物理探査、坑井掘削等の調査がまだなされていないので、今後の調査結果が待たれる地域である。

3.5.4 ターコンボン（大空蚌，Dakongbeng）

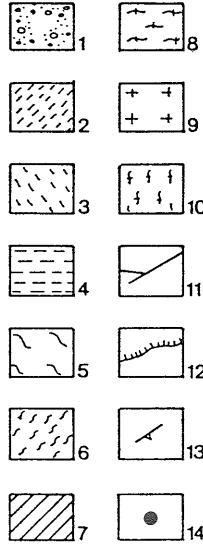
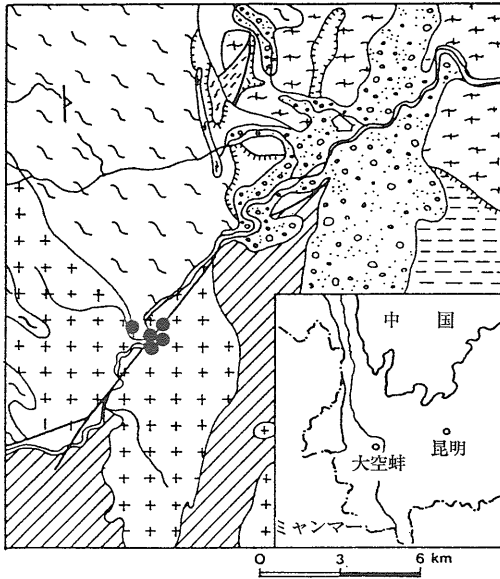
騰冲の東南東180kmにはヒマラヤ地熱帯に属するターコンボン（大空蚌，Dakongbeng）地熱地帯がある（第18図）。標高1,280mに位置する本地域には、Nanqiaohe 川に沿って 67～96℃ の温泉が湧出しており、その性質は Na-HCO₃ 型で、同位体分析結果は天水起源であることを示している（第1表-20）。フラクチャー型の片麻岩及び花崗岩を貯留層とし、その地化学温度は約 200℃、また容積法によりその資源量は11MW・100年と見積もられて



- Q₃¹ 沖積層(完新世)
- Q₄¹ 岩屑(完新世)
- Q₄^{ab} 安山岩—玄武岩(完新世)
- Q₃³ 玄武岩(上部更新世)
- Q₂¹ 沖積層(中部更新世)
- Q₁₋₂¹ 安山岩—デイサイト(中・下部更新世)
- N₂² 玄武岩(鮮新世)
- N₁¹ 礫岩(中新世)
- Y₅⁵ 花崗岩(中生代)
- 断層
- クレータ
- 地熱徴候地

第17図

Tengchong (騰冲) 地域の Rehai (熱海) 地熱地帯の地質概略図(Liao Zhijie et al., 1981)



第18図

Dakongbeng (大空蚌) 地熱地帯の地質概略 (Shen, 1986)

- 1. 第四紀層, 2. 第三紀層 (新期),
- 3. 第三紀層 (古期), 4. 中部ジュラ紀層 (赤色層), 5. 中部三疊紀層 (片麻岩), 6. 中部三疊紀層, 7. 下部古生層 (片岩, 千枚岩, スレート), 8,
- 9, 10. 花崗岩, 11. 断層, 12. オーバーラップ, 13. 走向, 14. 熱水徴候

いることから、将来における有望な探査対象地域のひとつとされている (Zhang Zhifei and Liao Zhijie, 1984; Shen Minzi, 1986).

4. おわりに

インド大陸とユーラシア大陸の衝突という、地球上に起こった壮大なイベントにより生じた標高4,000mを越すヒマラヤ山脈-チベット高原は「世界の屋根」と呼ばれるにふさわしい十分な風格を有している。同時に、そこには地球内部からの自然の恵みである熱エネルギー(地熱・温泉)が豊富に供給されている。とりわけ高品位(高温度)の熱資源がインド北部からチベット高原かけての、富士山よりも高い高所地帯に賦存している。また、これよりも標高の低い地域にも資源は賦存しているし、かつその賦存も予測されている。

地熱発電は羊八井のように、その地域の相当量の電力需要をまかなう可能性を秘めている。しかしながら、人口密度が極端に低く、気温の低い山間高地のヒマラヤ地域では、むしろ直接利用を目指したローカルエネルギー源としての活用が将来期待されるかも知れない。すでに述べてきたように、ヒマラヤ地域の組織的な地熱資源調査は Puga や羊八井など一部の地域を除いてほとんどなされていないので、今後本格的な調査がなされ、利用に結びついていくことを念願して終わりとしたい。

文 献

安部喜也 (1972): アフガニスタン, オバー温泉の若干の化学成分について. 温泉科学, 23, 9-12.

An Keshi (1980): Thermal springs in China. *Geo-Journal*, 4, 6, 507-513.

Bhattarai, D.R. (1980): Some geothermal spring of Nepal. *Tectonophysics*, 62, 7-11.

Bhattarai, D.R. (1986): Geothermal manifestation in Nepal. *Geothermics*, 15, 715-717.

Bogacz, W. and Kotarba, M. (1981): Structural mesoscopic studies in the Kali Gandaki thermal spring area (Nepal Himalayas). *Bull. Acad. pol. Sci. Sér. Terre*, 29, 293-301.

Cappetti, G. and Wu Fangzhi (1985): Present status and prospects of Yangbajain geothermal field. 1985 International Symposium Geothermal Energy, International Volume, 563-568.

陳 剛 (1973): 中国の温泉. 人民中国, 9月号, 84-86.

Chowdhury, A. N., Handa, B. K. and Das, A. K. (1974): High lithium, rubidium and cesium contents of thermal spring water, spring sediments and borax deposits in Puga valley, Kashmir, India. *Geochem. Jour.*, 8, 61-65.

Grabczak, J. and Kotarba, M. (1985): Isotopic composition of the thermal waters in the central part of the Nepal Himalayas. *Geothermics*, 14, 567-575.

Grimaud, D., Huang, S., Michard, G. and Zheng, K. (1985): Chemical study of geothermal waters of central Tibet (China). *Geothermics*, 14, 35-48.

Guha, S.K. (1986): Status of exploration for geothermal resources in India. *Geothermics*, 15, 665-675.

Gupta, M. L., Saxena, V. K. and Sukhija, B. S. (1975):

- An analysis of the hot spring activity of the Manikaran area, Himachal Pradesh, India, by geochemical studies and tritium concentration of spring water. Proc. 2nd UN Smp. Development Use Geothermal Resources, San Francisco 1, 741-744.
- 猪爪範子 (1973): ヒマラヤの温泉—タトパネ滞在記—。温泉, 41, 14-17.
- Kotarba, M., Sokolowski, A. and Bogacz, W. (1981): Hydrogeological investigations in the Kali Gandaki thermal spring area (Nepal Himalayas). Bull. Acad. pol. Sci. Sér. Sci. Terre, 29, 238-291.
- Krishnaswamy, V.S. (1975): A review of Indian geothermal provinces and their potential for energy utilization. Proc. 2nd UN Smp. Development Use Geothermal Resources, San Francisco 1, 143-156.
- Kumar, R., Singh, S.B., Gupta, M.L. and Rao, G.V. (1982): Geophysical surveys in Parvati Valley geothermal field, Kullu, India. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 13, 213-222.
- Liao Zhijie, Zhang Zhifei and Guo Guoying (1981): Geology and geochemistry of Rehai (Hot Sea) geothermal field in the Tengchong, Yunnan Province, China. Proc. 3rd NZ Geothermal Workshop, 19-23.
- Liao Zhijie and Zhang Zhifei (1984): Geysers in China. Proc. 6th NZ Geothermal Workshop, 239-242.
- Liao Zhijie, Tong Wei and Zhang Baoshan (1985): Cenozoic volcanism and geothermal activity in Southwest China. Proc. 7th NZ Geothermal Workshop, 179-199.
- Liao Zhijie, Tong Wei, Liu Shibin and Zhao Fengsan (1986): High-temperature hydrothermal systems in the West Yunnan Province, China. Geothermics, 15, 627-631.
- Liao Zhijie (1990): Re-assessment of the equilibrium temperature of the Rehai (Hot Sea) geothermal field, Tengchong County, Yunnan Province, China. Proc. 12th NZ Geothermal Workshop, 111-115.
- 松野久也・角 清愛 (1979): チベットの地熱資源。地質ニュース, 302.
- 都城秋穂 (1979a): プレート・テクトニクスにもとづく造山論。岩波講座「地球科学」12, 35-144.
- 都城秋穂 (1979b): チベットとヒマラヤの造山。岩波講座「地球科学」16, 346-353.
- Moon, B.R. and Dharam, P. (1988): Geothermal energy in India. Present status and future prospects. Geothermics, 17, 439-449.
- Mu Zhiguo, Curtis, G.H., Liao Zhijie and Tong Wei (1987): K-Ar age and strontium isotopic composition of the Tengchong volcanic rocks, West Yunnan Province, China. Geothermics, 16, 283-297.
- Panda, P.K., Dutta, H.C. and Goyal, K.L. (1985): Geothermal resources in India. 1985 International Symposium Geothermal Energy, International Volume, 539-540.
- Rastogi, B.K. (1974): Earthquake mechanisms and plate tectonics in the Himalayan region. Tectonophysics, 21, 47-56.
- Saxena, V.K. and D'Amore, F. (1984): Aquifer chemistry of the Puga and Chumatang high temperature geothermal systems in India. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 21, 333-346.
- Shanker, R., Thussu, J.L. and Prasad, J.M. (1987): Geothermal studies at Tattapani hot spring area, Sarguja district, Central India. Geothermics, 16, 61-76.
- Shanker, R., Padhi, R.N., Arora, C.L., Prakash, G., Thussu, J.L. and Dua, K.J.S. (1975): Geothermal exploration of the Puga and Chumathang geothermal field, Ladakh, India. Proc. 2nd UN Smp. Development Use Geothermal Resources, San Francisco 1, 245-258.
- Shen Minzi (1986): Hot spring activity in the Dakong-beng geothermal area, China. Geothermics, 15, 217-225.
- Shen Xianje (沈 显杰) (1980): 中国における地熱研究の現状。科学, 50, 429-436.
- 敷浪 迪 (1986): チベット地熱領域の展望。地熱エネルギー, 11, 73-87.
- Shuja, T.A. (1986): Geothermal areas in Pakistan. Geothermics, 15, 719-723.
- Shuja, T.A. (1988): Small geothermal resources in Pakistan. Geothermics, 17, 461-464.
- Tong Wei and Zhang Mingtao (1981): Characteristics of geothermal activities in Xizang plateau and their controlling influence on plateau's tectonic model. Geol. Ecol. Stud. Qinghai-Xizang Plateau, 1, 841-846.
- Tong Wei, Liao Zhijie, Liu Shibin and Zhang Mingtao (1986): Present status of research and utilization of geothermal energy in China. Geothermics, 15, 623-626.
- Wang Jiyang, Chen Moxiang, Wang Jian, Deng Xiao, Wang Jun, Shen Hsienchieh, Hsiung Liangping, Yan Shuzhen, Fan Zhicheng, Liu Xiuwen, Huang Geshan, Zhang Wenren, Shao Haihui and Zhang Rongyan (1981): Geothermal studies in China. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 9, 57-76.
- Waring, G.A. (1965): Thermal springs of the United States and other countries of the world—A summary (revised by Blankenship, R.R. and Bentall, R.). US Geol. Surv. Prof. Paper, 492, 165.
- Watanuki, K. and Takano, B. (1973): A note on hot spring "Tatopani", Himalaya. Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 23, 35-38.
- Wu Fangzhi, Tong Wei, Liu Shibin and Zhang Zhifei (1986): First decade of geothermal development in Yangbajain field, China. Geothermics, 15, 633-638.
- Wu Fangzhi (1987): The ways of solving the shortage of energy supply in the Lhasa region, Xizang (Tibet). Geothermal Resources Council Bull., July, 9-14.

山田哲雄・野口喜三雄・一國雅巳・上野精一・相川嘉正・今橋正征・岡村知彦 (1976) : ネパール・ヒマラヤ, ランタン谷とマルジャンディー谷の陸水の化学成分. 温泉科学, 26, 123-135.

Yang Qilong, Xin Kuide and Zhang Zhenguo (1985) : Preliminary assessment of the geothermal resources of China. 1985 International Symposium Geothermal Energy, International Volume, 43-52.

Yao Zujin (1980) : Chemical interpretation of thermal water from the Tianjin low temperature area, north China and Yangbajing high temperature area, Tibet. UNU Geothermal Training Programme, Iceland, Report 1980-6.

Zhang Mingtao and Guo Guoying (1981) : Preliminary researches on hydrothermo-explosion activities and their explosion mechanism in Xizang. Geol. Ecol.

Stud. Qinghai-Xizang Plateau, 1, 859-864.

Zhang Zhifei and Liao Zhijie (1984) : Predevelopment investigation of Dakongbeng hydrothermal area, Yunxian County, Yunnan Province, China. Proc. 6th NZ Geothermal Workshop, 247-251.

Zheng Keyan, Wu Qin, Wang Daichang and Cai Degen (1985) : The Tibetan section of the global geothermal zone, with special reference to Yangbajain geothermal field. 1985 International Symposium Geothermal Energy, International Volume, 569-573.

KIMBARA Keiji (1991) : Hot springs and geothermal resources in the collision zone (Himalaya area) between Indian and Eurasian plates.

<受付 : 1991年4月26日>

中国の資源情報(1)

中国の新エネルギー供給基地

—新疆ウィーグル族自治区—

<中国地質鉱産報>1991. 3. 4より

新疆ウィーグル族自治区は、中国の新しい重要なエネルギー資源基地になりつつある。地質調査・資源探査の結果が明らかにしているように、新疆ウィーグル族自治区の石油・天然ガス資源量はそれぞれ中国全体の1/4および1/3を占め、石炭の資源量は1億7,900万tに達して同じく1/3を占め、油頁岩は4億tに達して中国省・自治区別第1位を占めている。

総面積が70万km²に達する塔里木, 准噶爾, 吐魯番—哈密の3大堆積盆地は、いずれも大量の母油層・貯留層系を有し、それぞれ巨大な“石油・天然ガスのプール”を形作り、塔里木盆地ですでに依希克里克, 柯克亞, 雅克拉, 輪南, 阿克庫勒, 英買利など多くの油田・ガス田が発見されており、そのうちの塔里木盆地北部(略して塔北)の雅克拉・輪南地域では多くの層準から相次いで高生産性可採噴油・噴ガスが得られ、また新構造, 新タイプ, 新層準, 新区域が次々に発見され、今や同地域では一大型油田・ガス田区の輪郭が浮び上がってきている。塔里木中部地域における有意義な, 重大な発見は、面積8,200km²に達する塔北1号構造上の1探査試錐井が高生産性の可採噴油・噴ガスをもたらした。専門家たちは同地が中国最大の油田となる可能性が大きいとみている。准噶爾盆地の西北縁の車排子—克拉瑪依—烏爾禾—夏子街油田区の鉱量は相当なものであり、克拉瑪依油田の展望は引続き広がっており、准噶爾盆地南部では独山

子油田, 斉古油田があり、准噶爾盆地東部でも7油田・1天然ガス田が発見済みである。

吐魯番—哈密堆積盆地における石油・天然ガス探査は新しい、重大な発見をもたらした。10石油・天然ガス胚胎構造体が発見され、そのうちの2帯の構造帯で幾つかの探査試錐井が可採油層に達した。鄯善地区では中国初のジュラ系の大型油田が把握され、さらにその隣接丘陵地区で掘進された探査試錐井群の1井当日産量は、試験採油によると、原油121m³, 天然ガス1.7万m³である。専門家の予想によると、この鄯善地区に隣接する丘陵地区で鄯善地区のジュラ系大型油田よりも大きい油田が発見されようとしており、その油田は鄯善地区の大型油田と油層胚胎構造を一にしている可能性があるとのことである。

かくして今では、新疆ウィーグル族自治区の上記3大堆積盆地の石油・天然ガス資源量はいずれも中国の堆積盆地の中ではトップクラス、と言われるようになってきた。

新疆ウィーグル族自治区の石炭資源もきわめて豊富で、ごく最近の地質鉱産部門の炭田調査の結果によると、新疆ウィーグル族自治区の石炭資源量は中国省・自治区別第一位で、その中でも吐魯番—哈密堆積盆地と准噶爾堆積盆地は石炭資源量がそれぞれ5,300億t, 6,800億tに達し、中国における石炭資源量5,000億t以上の3大炭田区のうちの2炭田区となっている。

新疆ウィーグル族自治区の油頁岩資源は烏魯木齊—阜康—吉木沙爾一帯に集中し、鉱量が4億tで、中国省・自治区別第6位である。(岸本文男訳)