

2008年四川大地震の地質学的背景

笹田政克

Geological context for the Wenchuan earthquake in 2008

Masakatsu SASADA

Abstract

Recent research of the Longmenshan fault zone and the Tibetan plateau, and the scientific investigations conducted just after the 2008 Wenchuan earthquake were reviewed to integrate the geological knowledge on the earthquake.

The earthquake occurred in the Longmenshan fault zone which is located along a boundary between the Tibetan plateau and the Sichuan basin. The tectonic movement in the Longmenshan region is controlled by a southeastern-ward extrusion of the Tibetan plateau, attributed to the collision of the Indian and Eurasian continents. The extrusion is, however, interrupted by the rigid Yangtze massif, resulting in the accumulation of strain along the Longmenshan fault zone. The Longmenshan fault zone originated from a thrust zone with sinistral component under the transpressional stress caused by the collision of the Qiangtang block with the Sino-Korean and Yangtze massifs during the Late Triassic ages. The 200 million-year-old Longmenshan fault zone has been active when upheaval of the thrust sheets built high mountains, where the large volume of the clastic materials supplied the foredeep nearby.

SAR interferometry revealed a deformation zone extending 285 km along the Longmenshan fault zone, which is limited by the Guanxian-Anxian fault and Yingxiu-Beichuan fault on the southeast side, and the Wenchuan-Maowen fault on the northwest side. The deformation zone consists of the Pengguan massif of the Proterozoic plutonic and metamorphic complex and the Jiudingshan nappe of the schist and phyllite metamorphosed by the Triassic orogenic movement. Both the Guanxian-Anxian fault and Yingxiu-Beichuan fault made surface ruptures when the earthquake occurred. They are low angle thrusts probably connecting to each other near the hypocenter under the Pengguan massif. The geology of the hypocenter is estimated to be the Proterozoic plutonic and metamorphic rocks, which probably consists of the basement of the Yangtze massif.

Keywords : earthquake, tectonics, extrusion, thrust, foredeep, Longmenshan fault zone

(要 旨)

この論説では竜門山断層帯の地質およびチベット高原のテクトニクスについての文献をレビューし、四川大地震発生域の地質構造とテクトニクスにかかる知見を取りまとめるとともに、地震直後に各方面で行われた調査、解析で得られた知見を整理し地質構造との関連付けを行った。

2008年の四川大地震は、チベット高原と四川盆地の境界に位置する竜門山断層帯で発生した。テクトニクスの視点から見ると、インド大陸とユーラシア大陸の衝突に伴い、竜門山断層帯のあるチベット高原の周辺域は押出し (extrusion) の場にある。しかし、チベット高原から四川盆地に向かう地殻の動きは、古い大陸地殻である揚子地塊にその行く手を阻まれ、竜門山断層帯には歪が蓄積されている。2008年の四川大地震は、この蓄積された歪を竜門山断層帯にある複数の逆断層の運動により解消したものである。そもそも竜門山断層帯は、小大陸であるチャンタン・ブロックが、二畳紀から三畳紀にかけて衝突合体した揚子および中朝という2つの大陸地塊に三畳紀後期に衝突した際に、斜め圧縮の場での左横ずれ成分をもつ衝上断層帯として形成された。2億年の歴史をもつ竜門山断層帯では、断層活動が活発な時期に

は、衝上断層の運動により隆起したスラストシート（衝上体）は高い山脈を形成し、その削剥によりもたらされた多量の土砂が、断層帯沿いに四川盆地側にできた前縁盆地に堆積した。

この地震により地表付近が大きく変動した領域は、竜門山断層帯に沿って285kmの区間にわたっている。この変動域の両側は、四川盆地寄りの南東側では地震断層である灌県-安県断層および映秀-北川断層に境され、チベット高原寄りの北西側では汶川-茂汶断層に境されている。これらの断層には含まれた領域の南西半分は、原生代の深成変成複合岩体である彭灌岩体およびクリッペのある灌県-安県ナップからなり、北東半分は震旦紀（原生代末期）から二疊紀の地層が三疊紀に広域変成作用を受け、結晶片岩、千枚岩等の変成岩となった地層から構成されている（九頂山ナップ）。2008年四川大地震では、竜門山断層帯を構成する主要な活断層である灌県-安県断層と映秀-北川断層が動いているが、両断層はともに低角度の逆断層であり、地下では連続しているものと推定されている。震源断層と地質構造の関係をみると、震源付近の地層は原生代の花崗岩および変成岩であり、これらの地層は揚子地塊の基盤を構成する地層と同様のものであると考えられる。

キーワード:地震, テクトニクス, 押出し, 逆断層, 前縁盆地, 竜門山断層帯

1. まえがき

中国は大陸でありながら多くの地震が起きている。過去100年で極めて大きな被害のあった地震には、1920年の甘粛省海原地震（M8.5で死者20万人）、1927年の甘粛省古浪地震（M8で死者4万1千人）、1976年の河北省唐山地震（M7.8で死者24万人）等があり、また、予知に成功した例として、1975年の遼寧省海城地震（M7.5）が知られている。これらの地震を含め過去に起きた大きな地震の分布をみると、それらの多くはユーラシアプレート内にある地殻ブロックの境界に集中している（図-1）。

2008年の四川大地震も地殻ブロックの境界で起きている。地震の発生した竜門山断層帯は、原生代の岩石を基盤にした大陸性地殻の揚子地塊という地殻ブロックと、そもそもは海洋性地殻の上に三疊紀以降の付加体が集積し、それが厚い大陸性地殻へと成長したチベット高原の地殻ブロックとの境界部にあたっている。大地震の起こるこのような地殻ブロックの境界部は、どのような地質構造になっているのであろうか。

また、大地震に伴い発生する大規模な斜面崩壊等の地質災害には、その地域の地質構造が大きく関わっているといわれている。四川大地震による規模の大きな災害は、いくつかの要因が重なって引き起こされたものであろうが、その背景として、地殻ブロックの境界部にある地域の地質構造を把握しておくことは、将来的に災害の軽減に役立つものと考えられる。

この論説では、まず四川大地震について広域的なテクトニクスの枠組みの中で捉え、次に揚子地塊（Yangtze massif）とチベット高原という2つの地殻ブロックの境界部の地質構造が、どのような過程を経て形成されてきたものかについての知見を整理する。

そして、それらを踏まえて四川大地震により被災した地域の地質構造をとりまとめ、震源断層と地質構造の関係について考察する。

この論説の目的は、四川大地震に伴う地質災害の解析の基礎となる地質に関する知見を整備することにあるが、現実には四川大地震では大規模な斜面崩壊が極めて広い範囲で発生し、数多くの堰止湖が形成されており、これらの地震災害についての解析が大きな課題となっている。すでに被害調査速報（応用地質株式会社、2008¹⁾）に述べられているように、堰止湖の形成には地質の脆弱性が関係していることが予想される。このような課題については、今後過去の多くの事例を含め検討を加えたい。

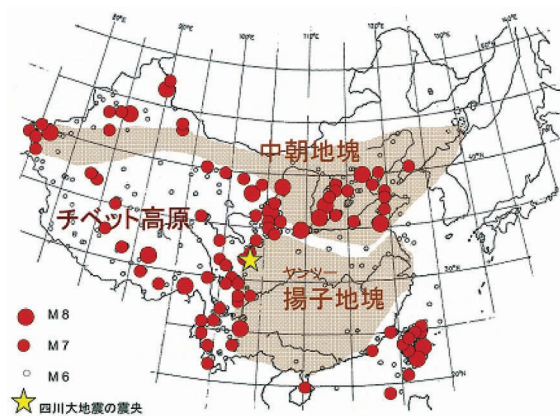


図-1 中国の地震分布
地震の分布は鄧ほか(2007)²⁾に、地塊の分布は鄧・汪(1984)³⁾に基づく。

Fig. 1 Earthquakes in China
Distribution of the earthquakes and massifs are based on the Deng et al. (2007)²⁾ and Deng and Wang (1984)³⁾ respectively.

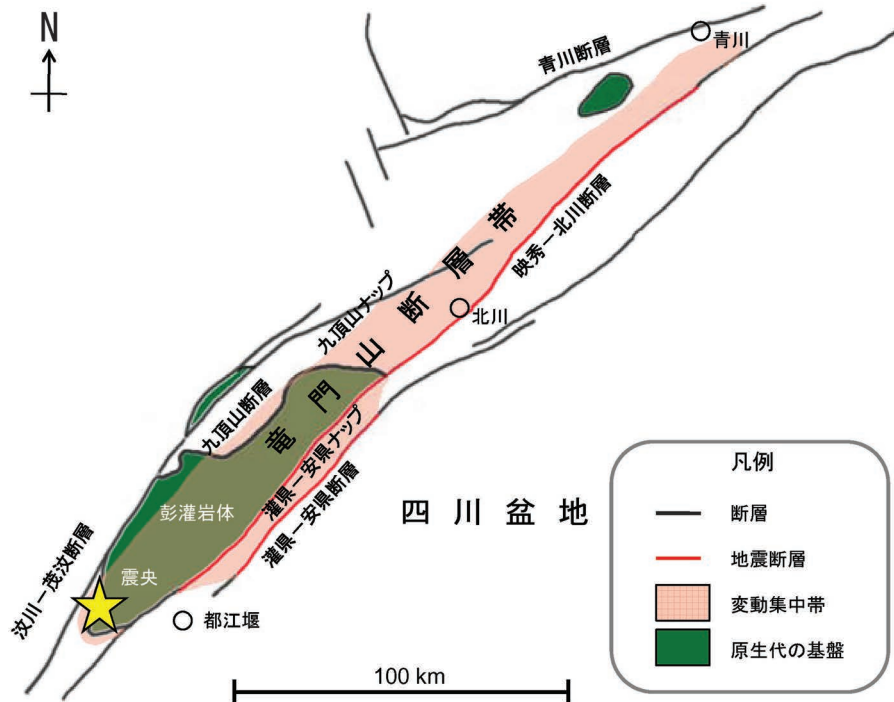


図-2 龍門山断層帯と四川大地震の変動域
断層の分布は Densmore et al. (2007)¹⁰⁾ に、地殻変動集中帯は国土地理院 (2008)⁴⁾ に基づく。地震断層の分布は Li et al. (2008)⁷⁾ に基づく。龍門山断層帯は長さ 500km に及ぶが、この図では四川大地震に関連する部分のみを表示。

Fig. 2 Longmenshan fault zone and deformation zone of the Wenchuan earthquake
Based on Densmore et al. (2007)¹⁰⁾, Geographical Survey Institute (2008)⁴⁾, and Li et al. (2008)⁷⁾

2. 地震の概要

2008年5月12日の四川大地震（中国では汶川地震と報道）は、四川盆地とチベット高原の境界部に位置する龍門山断層帯で発生した（図-2）。地震の規模は中国の国家地震局の発表ではM8である（米国地質調査所の発表ではMw7.9）。龍門山断層帯は、60km程度の幅で北東-南西方向におよそ500km伸びている（図-5）。今回の地震ではこれらのうち285kmの範囲が動いている（図-2の変動集中帯；国土地理院，2008⁴⁾）。発震機構は逆断層型である。断層面は30°程度の北西傾斜と推定されており、震源は四川省汶川県映秀付近の深さ10kmから14kmのところにある（引間・頼頼，2008⁵⁾；Chen et al., 2008⁶⁾；Li et al., 2008⁷⁾）。

この地震により形成された地震断層は、地震直後に現地調査を行った林（2008）⁹⁾により、地表で確認された。その後、中国側の調査により、地表に現れた断層は龍門山断層帯の伸びの方向に240kmにわたることが明らかになった（Li et al., 2008⁷⁾；Xu et al., 2008⁸⁾）。図-2に示すように、龍門山断層帯には震央付近で3本の大きな逆断層が走っているが、2008年四川大地震では、これらのうち山間部を走る映秀-北川断層と、四川盆地寄りの灌縣-安縣断層に沿って地表に変位を伴う断層が生じている（なお、これらの断層の呼称は文献により異なることがある。第5.1節の説明を参照）。映秀-北川断層では、240kmの範囲で地表に変位が生じ

ており、最大6.2mの鉛直変位（北西側が隆起）と4.9mの水平変位（右横ずれ）が観察されている。一方、灌縣-安縣断層では、72kmの範囲で地表に変位が生じており、最大3.5mの鉛直変位（北西側が隆起）が認められている（Xu et al., 2008⁸⁾）。

四川大地震の被害は、中国国内の地震としては過去30年間で最大のものと言われており、死者69,226人、行方不明17,923人、負傷374,643人（2008年8月21日現在，新華社），経済的損失は8451億元（約13兆円）に及ぶ（2008年9月中国政府発表）。今回の地震は山岳地域で発生したため、被害の特徴として、建物の倒壊、道路等のライフラインの破壊のほか、大規模な斜面崩壊、地すべり、土石流、堰止湖（天然ダム）の形成がある。

3. 地震とテクトニクス

3.1 大陸の衝突とチベット高原の変形

地質学的に見ると中国の主要な部分は、始生代・原生代の地層を基盤にもつ2つの大きな地殻ブロック（中朝地塊と揚子地塊）と海洋地殻の上に付加体が集積して形成された若い地殻ブロックであるチベット高原から構成されている（図-1）。これらの中で地震が最も頻繁に起こっている地域は、チベット高原およびその周辺である。チベット高原には数多くの断層が走っている。高原の内部には大きな横ずれ断層が、また、高原の縁辺部には低角度の逆断層あるいは横ずれ

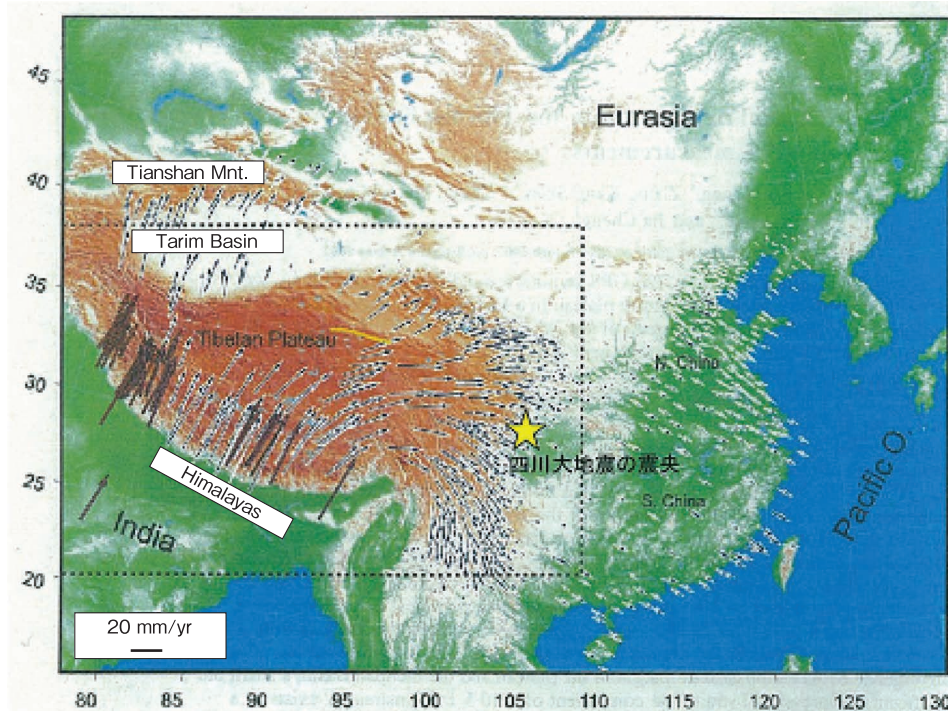


図-3 GPSの測定により捉えられた地殻の動き (Gan et al., 2007¹⁸⁾)

Fig. 3 Crustal movement of the China observed in GPS (Gan et al., 2007¹⁸⁾)

断層が分布している。四川大地震の発生した竜門山断層帯は、チベット高原の東縁部にあり、古い大陸地殻である揚子地塊との境界にあたる。ここには2つの地殻ブロックの境界に平行して数本の大きな逆断層が走っている。

大きなテクトニクスの枠組みの中で見ると、竜門山断層帯の地震活動は、すぐ西側に位置するチベット高原の動きを抜きにしては考えられない。インド大陸とユーラシア大陸の衝突に起因してチベット高原の地殻に蓄積される歪は、これから述べるようにチベット高原の地殻が厚くなることや周辺の大陸地殻との相互作用により緩和されてきている。チベット高原に縁辺部にある竜門山断層帯の地震活動も、大陸の衝突に起因するこのような一連の大きな動きの中に位置づけることにより、テクトニクスの視点からの理解が可能となる。

インド大陸とユーラシア大陸との衝突の開始は、古地磁気の研究からは55 - 40 Ma前 (Partiat & Archache, 1984¹¹⁾)と推定されていたが、ODPの航海調査の結果、この衝突はK/T境界(65Ma前)かそれより少し前に始まり、インド大陸の北上速度が18 - 9.5cm/年から4.5cm/年へと変化した55Ma前頃に、両大陸の接合が完成したという考え方が一般的になっている (Klootwijk et al., 1992¹²⁾; 岡田, 2002¹³⁾)。

両大陸の衝突の緩衝地帯となるチベット高原は、衝突に伴う圧縮応力により南北方向に短縮するが、具体的には、地殻が厚くなること(現在の地殻の厚さは

50km) および左横ずれ断層を伴う押し出し (extrusion) (Tapponnier et al., 1982¹⁴⁾; Molnar & Tapponnier, 1975¹⁵⁾) によって、衝突に伴う歪の解消が図られている。衝突に伴いチベット高原の地殻が変形していく過程についてはこれまで多くの議論があるが (Harrison et al., 1992¹⁶⁾)、両大陸の衝突以降現在に至るまで、インド大陸とユーラシア大陸で総計2,600kmに及ぶ地殻が水平方向に短縮したと考えられており、このうち1,100kmが大陸地殻の沈み込みと大陸内部での大規模なスラスト運動および褶曲によって解消され、残り1,500kmが側方への押し出しによって解消されたものと推定されている (Partiat & Achache, 1984¹¹⁾; 酒井, 1987¹⁷⁾)。なお、GPSにより観測される地表の変位 (図-3, Gan et al., 2007¹⁸⁾) は、押し出しが現実に行き始めていることを示している。

3.2 竜門山地域の地形と地震モデル

上述した押し出しの駆動メカニズムとしては、地殻下部の流動という考え方が出されている (Clark & Royden, 2000¹⁹⁾)。地殻下部が流動しているというメカニズムを想定することにより、以下述べるようにチベット高原の地形的特徴を説明することができるし、今回の地震発生の背景も説明することができる。

標高5,000mを越える高地が続くチベット高原の縁辺部のうち、ヒマラヤ、タリムそしてこの竜門山山地の3地域では、きわめて急な勾配を呈している。竜門山山地の南東側には標高500mの四川盆地が広がっているが、竜門山山地では四川盆地の縁から50kmのと

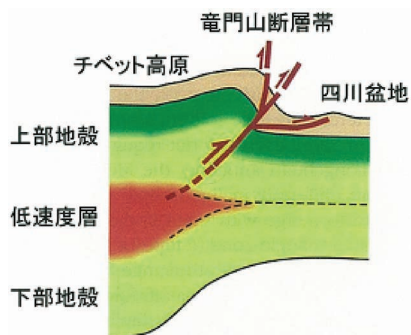


図-4 四川大地震の地震発生モデル (Burchfiel et al., 2008²⁰)

Fig. 4 A faulting model for the Wenchuan earthquake (Burchfiel et al., 2008²⁰)

ところで高度差が5,000m以上となっている。ここではまた、揚子江の支流により谷が深く刻まれており、河床から尾根までの起伏は3,000mを越えるところが多く、河川勾配は大変急峻となっている (Densmore et al., 2007¹⁰)。

チベット高原縁辺部でのこのような特徴のある地形の形成は、地殻下部の流動を伴う押し出しモデルで説明できる。すなわち、チベット高原は地殻の厚さが50kmにも及び、高温の地殻下部は流動しやすい状況にあることから、チベット高原から四川盆地に向かう地殻下部の流動は、東側の四川盆地の古くて硬い地殻(揚子地塊)にその行く手を遮られ、境界部分が盛り上がり、そこに大変急峻な斜面をもつ竜門山山地が形成された (Clark & Royden, 2000)¹⁹。

今回の地震について、Burchfiel et al. (2008)²⁰ は、この下部地殻の流動を考慮にいたしたモデルで、竜門山山地に歪が蓄積するメカニズムを説明している (図-4)。すなわち、地殻の厚みを増していくチベット高原では、下部地殻の流動で厚さを緩和しているが、チベット高原と四川盆地の境界部分にあたる竜門山山地では、前述したようにこの流動が揚子地塊により妨げられ、地殻上部が上方に持ち上げられる。このようにして蓄積した歪はこの地域に発達している逆断層を利用して開放されていき、今回のような地震の発生にいたる (図-4)。竜門山山地での歪の蓄積は比較的ゆっくりとした速度で進んでいくので、地震の発生頻度は高くない。これが地震直後に示された Burchfiel et al. (2008)²⁰ の地震発生モデルの概要である。なお、Burchfiel は竜門山山地の研究に長年携ってきた地質学者で、1995年に竜門山地域の地質およびテクトニクスについての総括論文 (Burchfiel et al., 1995²¹) を書いている。地震直後に提示された地震発生モデルは、このような彼の深い見識を背景にしている。竜門山断層帯についての Burchfiel の見解については、後の節でまた述べることにしたい。

3.3 竜門山断層帯の地震活動

竜門山断層帯はチベット高原の揚子地塊の2つの地

殻ブロックの境界にあり、北西-南東方向の圧縮場でチベット高原側の地層が揚子地塊側の四川盆地の地層の上に乗上げる構造となっている (図-4)。この境界に何本かの低角度の逆断層(衝上断層)が発達している。一方、竜門山断層帯の南西側には鮮水河断層(康定断層)という大きな左横ずれの断層が通っている。過去数百年の地震活動では、竜門山断層帯より鮮水河断層の方が活動的である (図-5)。

竜門山断層帯では、今回の震央から20kmほど離れたところで1657年にM6.7の地震が起きているが (Chen et al., 1994²²)、今回のように大きな地震が起こったという記録は、古文書をたどっても紀元前600年以降はない。しかし、南西側に位置する鮮水河断層に沿っては、過去300年間にM7を越える地震が8回起きている。また、今回の震源から北に約100kmの地点で、1933年にM7.4の地震が起きており(茂県地震、死者6865人)、1976年には茂県地震の震源のさらにその80km北東でM7クラスの地震が2回起きている(松潘平武地震)。

最近の地殻表層の動きは、GPS観測により精確に把握されており、それによると、この地域の変位はヒマラヤからチベット高原、四川盆地へと大きな円弧を描くように、変位量が最大となる方向が認められる (図-3)。この動きは第3.1節で述べたように、インド大陸とユーラシア大陸との衝突に伴いチベット高原が東に向かって押し出される状況を表現している。チベット高原から四川盆地にかけて東西方向から北西-南東方向に蓄積する歪の一部は、鮮水河断層等の左横ずれ断層の運動により解放されているが、圧縮の場にある竜門山断層帯では、近年大きな地震がなく歪が蓄積された状態にあったものとみられる。

GPSデータに基づく竜門山断層帯を挟んだ北西-南東方向での変位速度の差は、年間4-8mmである

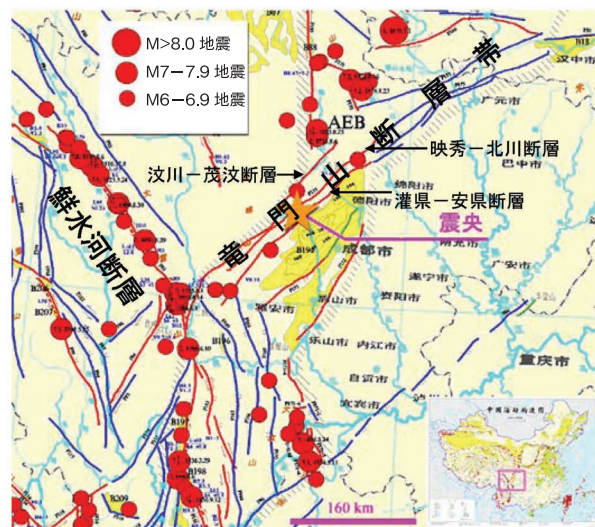


図-5 竜門山断層帯およびその周辺の地震分布 (鄧ほか, 2007²¹)
断層の説明は第5.1節を参照。

Fig. 5 Distribution of the earthquakes in and around the Longmenshan fault zone (Deng et al., 2007²¹)

(Zhang et al., 2002²³ ; He and Tsukuda, 2003²⁴)。竜門山断層帯を境にして変位速度が大きく変化する様子は、GPSによる地殻の動き(図-3)に明瞭に示されており、同断層帯への歪の蓄積が容易に理解できる。一方、竜門山断層帯の活断層である映秀-北川断層、灌県-安県断層を対象にした変形地形の解析とトレンチ調査から、両活断層の上下方向の変位速度は年間<1mmあり、走向方向の変位速度は少なくとも年間数mm程度と求められている(Densmore et al., 2007¹⁰)。今回の地表に露出した地震断層との関係で、これらの断層の活動度の評価は大きな課題である。

4. 竜門山地域の地質構造発達史

4.1 地質構造発達史概要

竜門山断層帯を境にして接しているチベット高原と四川盆地は、生い立ちも地質構造も大きく異なっている。現在チベット高原は厚い大陸地殻からなるが、竜門山断層帯が形成された三畳紀には厚い地殻はまだ存在しておらず、海溝を伴う大陸の縁に付加体が次々と形成されつつある状態であった。一方、この時期に四川盆地はすでに始生代・原生代の古い地層を基盤にもつ大陸の一部であった。三畳紀後期になり、海洋地殻の上ののって南から来た小大陸(島弧)が、二畳紀から三畳紀にかけて衝突合体した揚子地塊および中朝地塊という2つの大陸ブロックに衝突した際に、これら3つのブロックに囲まれた範囲にあった付加体の堆積物は圧縮の場におかれ、規模の大きな褶曲帯となった。竜門山断層帯は、三畳紀後期にこの褶曲帯と揚子地塊の境界に左横ずれ成分をもつ衝上断層帯として形成された(Burchfiel et al., 1995²¹)。

現在のチベット高原にあたる部分は三畳紀以降付加体として成長を続けてきたもので、新生代にはいるとそれまで沈み込んでいた海洋地殻と一体の関係にあったインド大陸が、付加体堆積物を前縁にもつユーラシア大陸(中朝地塊、揚子地塊等が合体した大陸)に衝突している。その後、付加体堆積物と海洋地殻からなる部分が水平方向に短縮し、厚い大陸地殻をもつ現在のチベット高原へと成長していった。一方の四川盆地付近の揚子地塊は、三畳紀以降成長を続けるチベット高原の地殻との境界部分で前縁盆地(逆断層の下盤側が沈降し、上盤側の隆起した地域の侵食によりもたらされた陸成碎屑物が厚く堆積する場)を形成したが、それ以外には大きな変化はなく、全体として安定した大陸地殻として存在していた。

4.2 竜門山断層帯形成前の地質環境

竜門山断層帯の骨格部分が形成されたのは三畳紀であるが、今回の地震で大きな被害のあった地域には、それ以前の堆積作用等により形成された地層も多いので、ここではまず三畳紀以前の地史について、これまでの研究でわかっていることを整理してみたい。

地球の長い歴史において、大陸はこれまでに幾度となく離合集散を行ってきている。例えば、ユーラシア大陸は3億年前以降の衝突型造山帯を介して、いくつかの古い大陸地塊が接合したものである(丸山・磯崎, 1998²⁵)。揚子地塊もその中の一つであり、二畳紀から三畳紀にかけて中朝地塊と衝突合体しているが、それ以前についてみると、12億年前に形成され超大陸ロディニアの一部であった。スーパーブルームの上昇によって約7億年前にロディニアが分裂したときに、揚子地塊は隣接していた北米大陸やオーストラリア大陸から分離・独立した大陸片となっていた(磯崎, 2000²⁶)。超大陸ロディニアの分裂の状況は、震旦紀(原生代末期)におけるリフト帯の存在として竜門山周辺の地層にも記録されている(Burchfiel et al., 1995²¹)。

さて、四川盆地周辺での揚子地塊の最も古い岩石は始生代・原生代の変成岩と花崗岩である。それらは竜門山地域において地表に露出している。花崗岩の形成年代は2950-3000Ma前から900Ma前のある(Regional Geology of Sichuan Province, 1991²⁷)。変成岩には角閃岩相の高変成度の岩石が分布する地域と、緑色片岩相程度の低変成度の岩石が分布する地域がある。貫入岩は花崗岩質から閃緑岩質の岩石が一般的であるが、超塩基性岩に至るまでの組成範囲の岩石が分布している。これらの岩石は第5.2節で述べる彭灌岩体(Pengguan Massif)にまとまった形で分布している。

中国では原生代最後の約3億年間を震旦紀と区分しているが、揚子地塊においては原生代の後半に陸化していた大陸地殻の周縁部が、震旦紀になると碎屑物が堆積する海域へと変化している。このとき竜門山地域周辺では、伸張場となりリフトが形成され、陸源堆積物と火山性の堆積物が比較的厚く堆積している。前述した超大陸ロディニアの分裂に関連した動きと考えられる。

震旦紀以降も海域の場は古生代の初めまで連続している。カンブリア紀、オルドビス紀になると、堆積環境はより浅海性になり、さらには非海性となっている

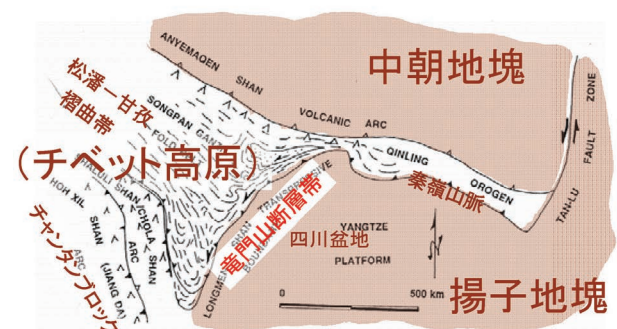


図-6 三畳紀後期の竜門山断層帯およびその周辺の地質構造。地質構造はBurchfiel et al. (1995)²¹に基づく。

Fig. 6 Geologic structure of the Longmenshan fault zone and its vicinity in late Triassic. Geological structure is based on Burchfiel et al. (1995)²¹

く。しかし、シルル紀になると竜門山地域では再び海が深くなり、厚い堆積層が形成される。また、シルル紀の堆積物のまわりの浅い海的环境下には、デボン紀・石炭紀において礁起源の炭酸塩岩が形成される。続く二疊紀には、石灰岩と細粒碎屑岩が揚子地塊およびその外側の海域に形成されている。

4.3 竜門山断層帯の形成

現在インド大陸がユーラシア大陸に衝突しているように、二疊紀から三疊紀にかけての時期には揚子地塊が中朝地塊に衝突している(磯崎, 2000²⁶; Burchfiel et al., 1995²¹)。四川盆地の北の秦嶺山脈(Qinling Shan)は中朝地塊と揚子地塊の間に存在する造山帯であり、この造山帯は二疊紀にそれまで沈み込み帯であった海域が、南からやってきた揚子地塊により狭められていき、付加体を介した形で2つの地塊が衝突したことにより形成された(Burchfiel et al., 1995²¹) (図-6)。

この時期に揚子地塊の西側の海域では、引き続き中朝地塊の南縁での沈み込みが進行し付加体が形成されていた。三疊紀後期になると揚子地塊の西側の海域を北上してきたチャンタン・ブロック(Qiangtang block)と呼ばれる小大陸(島弧)が、付加体を介した形で中朝地塊および揚子地塊に衝突し、これらに囲まれた区域に広域的な褶曲帯が形成された(図-6)。この褶曲帯は松潘-甘孜(Songpan Ganze)褶曲帯と呼ばれ、この褶曲帯を形成した造山運動はインドシナ造山と呼ばれている(Burchfiel et al., 1995²¹)。松潘-甘孜褶曲帯と揚子地塊との境界は、斜め圧縮(transpression)の場となり、左横ずれ成分をもつ衝上断層帯が形成されていく(Dirks et al., 1994²⁸)。これが竜門山断層帯のはじまりの形である(図-6)。

圧縮の場にあった竜門山断層帯は隆起して山脈を形成し、侵食が盛んになる。一方、山脈の下に潜り込んだ形の揚子地塊では、四川盆地の縁が盆地状に沈降し、前縁盆地(foredeep)を形成する(Burchfiel et al., 1995²¹)。そこには隆起山脈の侵食によりもたらされた多量の碎屑物が供給され、いわゆるモラッセが厚く堆積する(図-7)。前縁盆地での堆積環境は浅海域から陸域であり、石炭の形成も見られる。三疊紀後期の竜門山地域における山脈と前縁盆地の形成は、プレートが取れんする場におけるチャンタン・ブロックと揚子地塊・中朝地塊との衝突を背景にしたものであった。

このような造構運動を被った松潘-甘孜褶曲帯の地下では変成作用が起こっていた。その変成作用はバロー型(らん晶石-珪線石系列)のものであり、変成度は緑色片岩相から角閃岩相にいたる。現在の地表に露出している岩石では、チベット高原から汶川-茂汶断層に向かい変成度は上昇している。汶川-茂汶断層付近で最も変成度の高い藍晶石含有雲母石英片岩から変成岩の形成条件を求めると、530-600°C、500-

700MPaとなる(Harte and Hudson, 1979²⁹)。この地域の変成作用は200Ma前後の三疊紀の年代が出ることから大陸の衝突時期に起こったものと考えて差し支えないであろう(Dirks et al., 1992³⁰)。しかし、竜門山断層帯の南西方では新生代の年代も得られており、チベット高原の形成に伴う継続的な変成作用の存在も、今後の検討課題として残されている(Wallis et al., 2003³¹)。

三疊紀後期の変成作用および変形作用は、基本的には衝突に関連した造構運動によるものであり、それまでに竜門山地域に堆積していた地層も巻き込んだ形で進行している。ここでは短縮テクトニクスの中で、片状構造の顕著な結晶片岩類が、竜門山帯においても広い範囲に形成されている。なお、竜門山帯の堆積岩類については粘板岩、千枚岩という記載もあり、場所によっては結晶片岩が形成されるほど変成度が高くはなかったものと考えられる。

4.4 前縁盆地の発達

4.4.1 三疊紀後期の前縁盆地

四川盆地西部では、中生代の地層は一般に水平であるか、あるいは緩やかに褶曲しており、翼部の傾斜はわずかに数度に過ぎない。Cui et al. (1991)³², Burchfiel et al. (1995)²¹, Yong et al. (2003)³³等に従うと、上部三疊系の堆積岩類は竜門山山地向かって急速に厚くなっているが、その理由は隆起するかつての竜門山山地の荷重により逆断層の下盤側の四川盆地の基盤がたわみ、そこに隆起した山地の剝削からもたらされた多量の碎屑物が堆積した結果、厚い上部三疊系の前縁盆地(foredeep)が形成されたことによる(図-7)。層厚は最大で3,000mを越えている。この時期の前縁盆地での堆積は、前述したように竜門

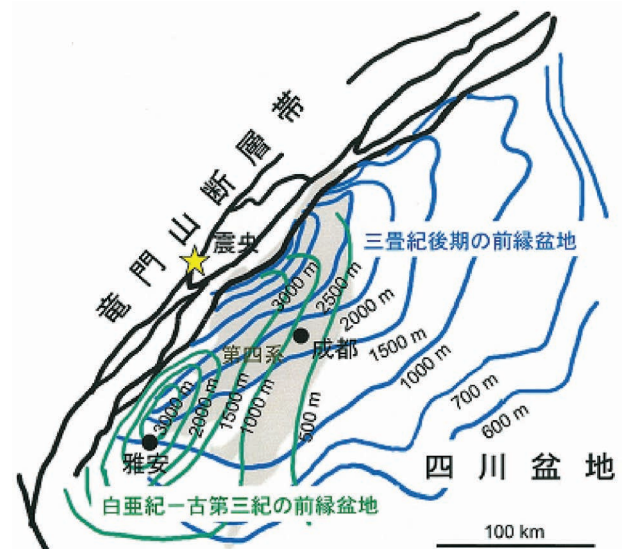


図-7 前縁盆地の変遷

三疊紀後期の前縁盆地および白亜紀-古第三紀の前縁盆地の等層厚線は Jia et al. (2006)³⁴ に、第四系の分布は Burchfiel et al. (1995)²¹ に基づく。

Fig. 7 Evolution of foredeep (Jia et al., 2006³⁴; Burchfiel et al., 1995²¹)

山帯の早期の変形に対応している (Jia et al., 2006³⁴)。

前縁盆地の堆積物では、上部三畳系とジュラ系の間に大きな不整合がある。衝上断層と前縁盆地の関係をみると、衝上断層は前縁盆地の堆積物の上に乗っていることが多いが、場所によっては構造運動を規制していた衝上断層が地表で侵食された後、中部ジュラ系の地層に被覆されており (Burchfiel et al., 2008²⁰)、衝上断層の運動に伴う前縁盆地形成の活動が、ジュラ紀中期において小康状態になっていたことを物語っている。

4.4.2 白亜紀から古第三紀にかけての前縁盆地

前縁盆地の活動からみるとジュラ紀以降は大きな山脈の形成はなかったように見えるが、白亜紀から古第三紀にかけて、今度はその南西側で前縁盆地の形成が見られる (図-7)。この時期の前縁盆地については、その形成時期がインド大陸とユーラシア大陸の衝突 (65Ma) から接合の完成 (55Ma) にかけての期間と重なることが注目される。

白亜系最上部-古第三系の等層厚線図を見ると、堆積の中心はおそらく雅安 (Ya-an) にあり、最大の層厚は 2,500m を越えている (図-7)。礫岩とか砂岩とかいった造山運動のモラッセの特徴をもつ岩石が一般的に見られる。礫岩は前縁盆地の西縁において最も多

く分布しており、前縁盆地の東部では細粒の堆積岩が一般的である。

4.4.3 第三紀から第四紀にかけての扇状地堆積物

竜門山山地の裾野には、これまで述べてきた前縁盆地の堆積層を不整合に被って、固結の進んでいない礫層が数百mの厚さで分布している。礫種は花崗岩、変成岩、火山岩および砂岩であり、この地層は大邑 (Dayi) 層と呼ばれている。大邑層の年代は、残念ながら高い精度で求められていないが、竜門山帯南部の四川盆地側に露出している同様の地層からは、磁気層序学に基づき、4.2-2.6Maの年代が求められている。Burchfiel et al. (1995)²¹) は、大邑層は新第三系と考えているが、一方で第四紀の堆積物であるという考え方もある (Deng et al., 1994³⁵)。一方、明らかに第四紀であるとされる地層は四川盆地の西縁で主要な河川である岷江河の盆地への出口から放射状に広がる緩傾斜の沖積扇状地を構成しており、砂岩・礫岩・粘土・シルトからなる堆積物は最大470mの厚さとなっている (図-7)。

以上述べてきたように、前縁盆地の発達過程から見て、竜門山断層帯は三畳紀以来活動を行ってきていることがわかる。しかし、前縁盆地に関するこれまでの調査研究は、石油・天然ガスの探査の一環としてな

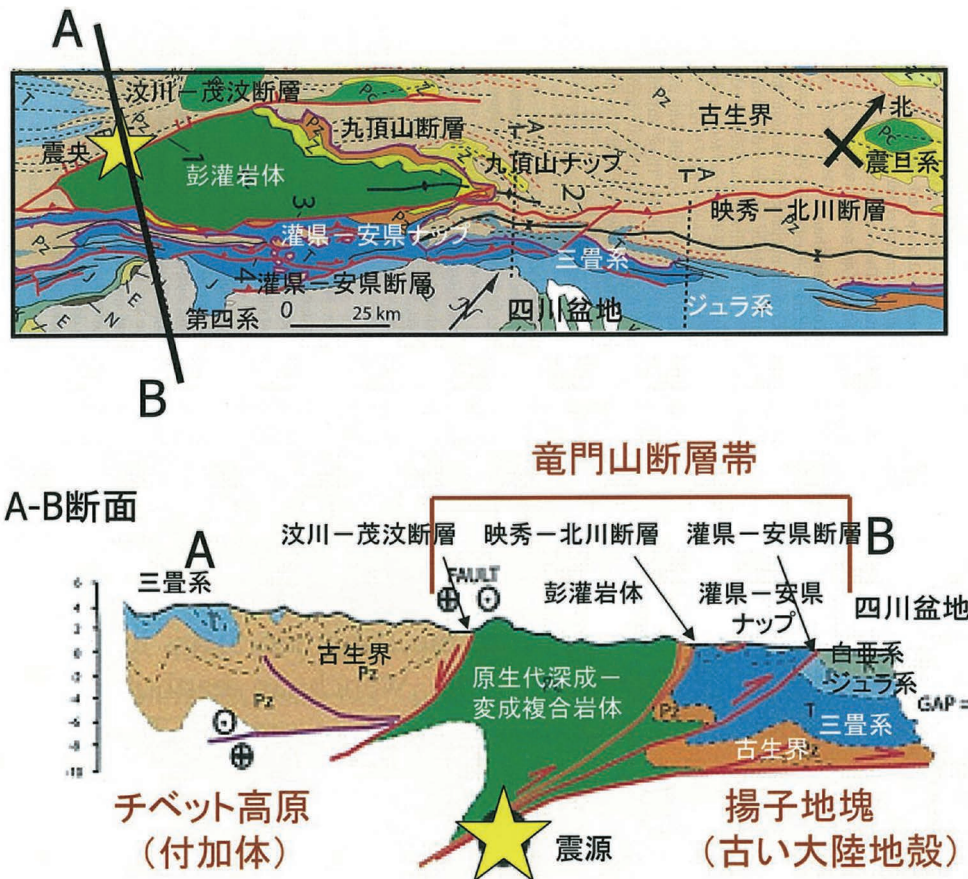


図-8 竜門山断層帯の地質構造 (Burchfiel et al., 2008²⁰)

Fig. 8 Geologic structure of the Longmenshan fault zone (Burchfiel et al., 2008²⁰)

されてきたものである。石油、天然ガスが胚胎する層準ではないような第四紀の堆積物に関しては、年代の決定等含め不十分さが残っているように見える。2008年四川大地震を契機に、断層帯の活動との関係で、とくに新しい時代の堆積物の研究が進展することが望まれる。

5. 竜門山断層帯の地質構造

5.1 地質構造の枠組

竜門山断層帯は、四川盆地とチベット高原の境を南西-北東方向に走る幅60kmの逆断層帯で、総延長は約500kmある(図-5)。この断層帯を構成する主要な逆断層は、四川盆地から北西に向かって、

灌県-安県断層 (Guanxian-Anxian fault),

映秀-北川断層 (Yingxiu-Beichuan fault),

汶川-茂汶断層 (Wenchuan-Maowen fault)

の3本であり(これらはそれぞれ灌県断層, 映秀断層, 汶川断層とも呼ばれる。また、灌県-安県断層は、灌口-安県断層, 灌県-江油 (Jiangyou) 断層, 彭灌 (Pengguan) 断層と記述されている場合もある), これらはいずれも中国活動構造図(鄧ほか, 2007²⁾)で10万年-12万年以降の「活動断裂」(活断層)に区分されているもの(図-5の赤線)に対応する。2008年の四川大地震では、これらのうち灌県-安県断層と映秀-北川断層が動いたことが確認されている(林, 2008⁹⁾; Li et al., 2008⁷⁾; Xu et al., 2008⁸⁾)。地質構造発達史的な視点から見ると、汶川-茂汶断層では、断層に沿ってマイロナイトなど延性変形をした深部の岩石が露出しており、他の2つの断層に比べて断層そのものの隆起削剥が進んでいる。(Jia et al., 2006³⁴⁾; Hou et al., 1995³⁷⁾)。

竜門山断層帯の基本的な構造は、北西に低角度で傾斜する逆断層(衝上断層)により境された曲板状のスラストシート(衝上体)であり、北東-南西方向に伸びたスラストシートを構成する地層は、逆断層運動に伴い、地下深所から斜め上方に持ち上げられてきたものである(図-8)。2008年四川大地震で大きく変動したのは、このスラストシートの地域である。

2008年四川大地震では、竜門山断層帯のうち震央に近い映秀から北川を経て青川にいたる区間が大きく変動している。この論説ではこの区間の地質を、地質学的特徴の異なる3つの区域に分けて記述する。この区間の竜門山断層帯をスラストシートの単元から見ると、チベット高原側の汶川-茂汶断層と映秀-北川断層に挟まれたスラストシートと、四川盆地側の灌県-安県断層と映秀-北川断層に挟まれたスラストシートからなる。また、前者のスラストシートは、地質構造の特徴の違いから、九頂山断層を境にしてさらに2つの区域に分けられる。

汶川-茂汶断層と映秀-北川断層に挟まれたスラストシートでは、南西側は主として原生代の花崗岩

と変成岩からなり、この区域は彭灌岩体 (Pengguan massif) と呼ばれている。彭灌岩体の北東縁は震旦系を伴い、衝上断層である九頂山断層により限られる。

一方、このスラストシートの九頂山断層より北東側には、主として古生代の地層が分布しており、2008年四川大地震で被害の大きかった北川、青川はこの区域にある。この論説ではこの区域を Chen et al. (1996)³⁶⁾, Yong et al. (2003)³³⁾ ほかに従って、九頂山ナップ (Jiudingshan Nappe) と呼ぶ。

大きく変動したもう一つのスラストシート、すなわち四川盆地側の灌県-安県断層, 映秀-北川断層に挟まれた領域では、クリッペの発達認められる。このクリッペのある領域は灌県-安県ナップ (Guanxian-Anxian Nappe) と呼ばれているが、外クリッペ帯 (Outer Klippen Belt) の名称も用いられている (Jia et al., 2006³⁴⁾)。このスラストシートを北東側にたどると、やがてクリッペは姿を消し、かわりにシルル紀から石炭紀にかけての地層からなる大きな向斜構造をもつナップとなる (Burchfiel, 1995²¹⁾)。

5.2 彭灌岩体 (原生代の深成変成複合岩体)

彭灌岩体 (Pengguan Massif) は、映秀-北川断層 (地震断層) と汶川-茂汶断層に挟まれたスラストシートの中で、揚子地塊の地下深部にある岩石が地表に顔を出している場所である(図-8)。先の四川大地震被害調査速報(応用地質株式会社, 2008¹⁾)では、この区域を Hou et al., (1995)³⁷⁾ に従い映秀ナップと呼んだが、この論文ではより一般的に用いられている彭灌岩体の名称を用いることにする。

彭灌岩体のサイズは、竜門山断層帯の伸びの方向に約100kmの長さがあり、最も広いところで約35kmの幅をもつ。この岩体の主要部は、原生代の花崗岩類および変成岩からなる。花崗岩類は閃緑岩から花崗岩の組成のものが多く、変形を受けた産状を示すものは少ない。変成岩は塩基性・中性の火成岩、碎屑岩を原岩とし、緑色片岩相から角閃岩相の変成度を示す。変成岩の中にはミグマタイト化した部分かなりの割合で存在する (Burchfiel, 1995²¹⁾)。また、さらに古い始生代から原生代初期の岩石も岩体の一部に分布しており、それらには塩基性岩類が伴われる (Yao et al., 2002³⁸⁾)。

この岩体の北東縁の九頂山断層に近い部分には震旦系(原生代末期の地層)およびデボン紀から二疊紀にかけての地層が分布している。震旦系は九頂山断層を挟んで南側と北側にそれぞれ分布しているが、南側ではデボン紀から二疊紀の地層が、震旦系を不整合で覆っている。ここでは、震旦紀の地層の上位にカンブリア紀からシルル紀の地層を欠いており、当時、揚子地塊縁辺部において地形的な高まりのあった場所であったと考えられている。その後この場所はデボン紀から二疊紀にかけて海域となるが、周辺に比べて水深が浅く石灰岩が形成される環境にあった (Yong et al.,

2003³⁹⁾。古生代における彭灌岩体分布域のこのような堆積環境は、北東側に隣接する九頂山ナップのそれと大きく異なる (Burchfiel et al., 1995²¹⁾)。

2008年四川大地震の震源はこの彭灌岩体の深部にあり、断層との関係で見ると地表の映秀-北川断層と灌県-安県断層が深部で近接あるいは一緒になった部分だが、最初に破壊されたものと推定される (Burchfiel et al., 2008²⁰⁾)。

5.3 九頂山ナップ

映秀-北川断層と汶川-茂汶断層とに挟まれたスラストシートの九頂山断層以北 (映秀-北川断層に沿って200km程度の範囲) を、この論説では九頂山ナップと呼ぶが (図-2, 図-8), この地域は2008年四川大地震で最も被害の大きかった場所の1つである。なお、九頂山ナップの北西縁には、汶川-茂汶断層とともに青川断層が走っているが、地質図にあるように両断層は連続していない (図-2)。

時代の古い順に地質を概観すると、九頂山ナップで最も古い岩石は原生代の花崗岩と変成岩で、青川に近い背斜構造の中軸部に顔を出している。震旦系の地層はこの原生代の岩石の周辺および九頂山断層に沿ったところに分布する。ここでは、彭灌岩体の震旦系と異なり、震旦紀の地層の上位にカンブリア紀、オルドビス紀、シルル紀の地層が分布する。ここで震旦系とカンブリア系は連続して堆積しており、これらは主として浅海性の碎屑岩類からなる。また震旦系上部には炭酸塩岩が見られる。オルドビス系は断片的に分布している場合が多いが、東部では地質図に記載できる程度のまとまった分布があり、細粒の碎屑岩からなる。シルル系は九頂山ナップにおいて、他の時代の地層に比べ最も厚く分布している。主として細粒の碎屑岩からなり、砂岩、石灰岩を伴う。

これらの地層は三畳紀の造山運動で変形し褶曲構造を作っているが (Dirks et al., 1994²⁸⁾)、スラストシートの内部では、九頂山ナップの南東側を走る映秀-北川断層に沿ったゾーンに相対的に古い時代の地層が露出している傾向が認められる (Jia et al., 2006³⁴⁾)。たとえば、地震の被害の大きかった北川ではカンブリア紀およびオルドビス紀の地層が、映秀-北川断層に沿って細長く分布しており、その西側にシルル紀の地層が広く分布する (Teraoka and Okumura, 2003⁴⁰⁾)。

これら震旦系からデボン系までの地層は、三畳紀の造山運動に伴う変成作用により、広い範囲で緑色片岩相程度の変成岩 (千枚岩、結晶片岩、石灰質片岩等) になっている (Dirks et al., 1992³⁰⁾; Chen and Wilson, 1996³⁶⁾)。

5.4 灌県-安県ナップ

映秀-北川断層と灌県-安県断層に境されるスラストシートの一部である灌県-安県ナップ (図-2,

図-8) には、いくつものクリッペ (古い年代の異地性岩体で、中国では飛來峰と書く) が前縁盆地に堆積した上部三畳系からジュラ系の地層の上ののっており、外クリッペ帯とも呼ばれている (Yong et al., 2003³³⁾; Jia et al., 2006³⁴⁾)。灌県-安県ナップは、最も構造運動が顕著な単元の1つである。クリッペのほとんどは、灌県-安県断層、映秀-北川断層の間に分布するが、一部のクリッペは灌県-安県断層のさらに南東側の四川盆地の近くに存在している。クリッペの分布域は幅10km程度で、竜門山断層帯の方向に200km程度の範囲で断続的に見られる (Burchfiel et al., 1995²¹⁾; Jia et al., 2006³⁴⁾)。

クリッペは大小様々な異地性岩体からなり、最大のもので数kmの長さがある。クリッペの地層は主としてデボン紀から二畳紀までのものであり、多くが石灰岩およびドロマイトであるが、砂岩および頁岩からなるものも存在する。クリッペを構成する地層は複雑に褶曲しており、横臥褶曲が一般に認められる。この地域のクリッペは西側に存在するスラストシートからもたらされたものと考えられるが、現在地表に露出している地層の分布と、直接的に関連付けることは難しい (龍, 1983⁴¹⁾)。不安定な要素をもつクリッペに、2008年の四川大地震による変動があったかどうかは今後現地で検証すべき課題の一つであろう。

6. 震源断層

四川大地震の震源は映秀付近の地下10kmから14kmのところであり、断層に沿う破壊はそこから北東方向におよそ300kmの範囲にわたり生じている。地表に現れた地震断層は、灌県-安県断層の一部と映秀-北川断層の一部である (林, 2008⁹⁾; Li et al., 2008⁷⁾; Xu et al., 2008⁸⁾)。ほぼ平行して走る両断層の地表での間隔は14km程度であるが、地下においては1つの断層に収れんする可能性が既に指摘されている (Hou et al., 1995³⁷⁾; Jia et al., 2006³⁴⁾)。今回の地震では地表において平行して走るこれら2本の断層が連動していることから、おそらく2本の断層はともに震源断層に連続しているものと考えられる。

地震の前後に日本の地球観測衛星「だいち」(ALOS)により取得されたデータを用いて作成されたSAR干渉画像 (国土地理院, 2008⁴⁾) には、四川大地震の震源断層による変動集中帯 (地殻変動集中帯) が285kmの範囲で抽出されている (図-2)。

そのうち南西側の半分では、地質との関係で見ると震央を含む彭灌岩体の南東側が広い範囲で変動集中帯になっているほか、灌県-安県ナップ (外クリッペ帯) もかなりの範囲が変動集中帯となっている。SARで抽出された変動集中帯の南東側は灌県-安県断層で限られていることが明瞭であるが、汶川-茂汶断層の走る北西側では変動集中帯と断層との関係はそれほど明瞭ではない。

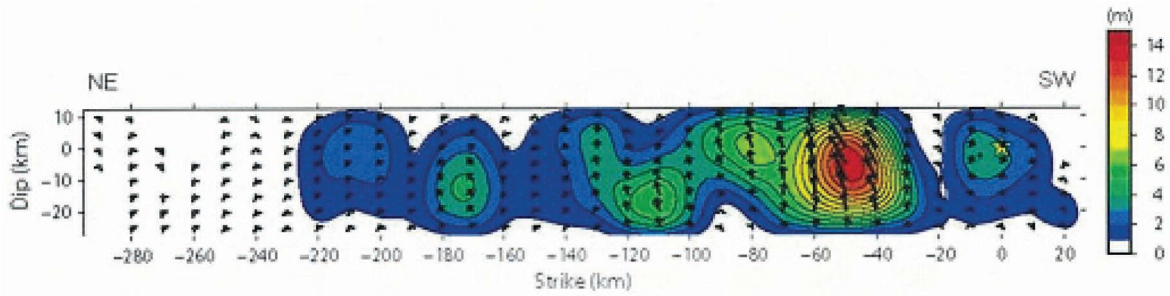


図-9 地震解析による震源断層モデル (引間・頼綱, 2008⁵⁾)
断層面上のすべり分布を示す (矢印は上盤側のすべり方向)。

Fig. 9 An earthquake source fault model (Hikima and Koketsu, 2008⁵⁾)

変動集中帯の北東側半分は、地質との関係で見ると九頂山ナップの映秀-北川断層に沿った部分であり、同断層の南東側は変動集中帯にはいない。変動集中帯の幅は北東に行くほど狭くなり、青川付近まで続く。この変動集中帯の北東側半分では、南東側が映秀-北川断層で限られることは明瞭であるが、北西側にはこれまでに公表されている多くの地質図を見ても、全体に対応する断層はない。

さて、震源過程の解析から今回の地震を引き起こした震源断層は30°北西に傾斜する低角度の逆断層であることが明らかにされている(図-9;引間・頼綱, 2008⁵⁾)。この震源断層をこの地域の地質構造との関連で見ると、震源付近の上盤は、原生代の花崗岩および変成岩からなる複合岩体である彭灌岩体である可能性が高く、下盤は四川盆地の地下へと連続する揚子地塊の本体部分(彭灌岩体と類似した岩石である可能性が高い)ではないかと推定される。

今回の地震では断層の破壊が震源から北東に進展しており、南西側への広がりにはきわめて限定されている(図-9)。SAR画像の解析結果からみても、震源の南西側では変動集中帯は、彭灌岩体の分布域にほぼ対応している(図-2)。

引間・頼綱(2008)⁵⁾によると、2008年四川大地震におけるアスペリティ(すべりの大きかった場所)は、震源付近およびその北東40kmから60kmの区域(いずれも彭灌岩体の分布域)であり、後者が今回の地震において最大の変位のあった場所である。このことと前述した変動集中帯の南西への広がりが彭灌岩体の分布と対応することを考えあわせると、この地震ではじめに動いた震源断層は、原生代の花崗岩と変成岩の複合岩体である彭灌岩体を斜め上方へと移動させてきた逆断層(衝上断層)であると推定される。

この地震において、彭灌岩体の次に大きく動いた九頂山ナップには、震旦系からデボン系にいたる地層が分布している。引間・頼綱(2008)⁵⁾によると、九頂山ナップの下にも、いくつかの場所にアスペリティが存在しており、それらのうち比較的大きなものが地表に近い場所にある。変動集中帯にあたる映秀-北川断層沿いにはカンブリア紀の地層が分布しており、その

下位には震旦系の分布が予測できるが、これらはいずれも三疊紀の地殻変動により変形が進んでおり、千枚岩や結晶片岩といった片理面に沿って壊れやすい岩石となっている。そのような場所に壊滅的な被害のあった北川や、その近傍で最大規模の堰止湖が形成された唐家山がある。

以上のことから2008年の四川大地震における震源断層の動きをまとめると、北西-南東方向の圧縮応力の場にあった竜門山断層帯において、はじめに低角度の逆断層の上盤である原生代の花崗岩および変成岩からなる彭灌岩体が北東上方に動くとともに、その東側の灌県-安県ナップが連動した。次に彭灌岩体と隣接する北東側の九頂山ナップ(震旦系および古生界の千枚岩、結晶片岩等からなる)が、同じく北東上方に動いたといえる。

7. まとめ

この論説では竜門山断層帯の地質およびチベット高原のテクトニクスについての文献をレビューし、四川大地震発生域の地質構造とテクトニクスにかかる知見を取りまとめるとともに、地震直後に各方面で行われた調査、解析で得られた知見を整理した。それらの知見に基づくと、2008年四川大地震の背景および地震発生場の状況は、以下のように特徴づけられる。

2008年の四川大地震は、チベット高原と四川盆地の境界に位置する竜門山断層帯で発生した。テクトニクスから見ると、インド大陸とユーラシア大陸の衝突に伴い、竜門山断層帯のあるチベット高原の周辺域は押し出しの場にある。GPSでも観測されているチベット高原から四川盆地に向かう地殻の動きは、古い大陸地殻である揚子地塊にその行く手を阻まれ、竜門山断層帯に歪が蓄積されていく。2008年の四川大地震は、この蓄積された歪が竜門山断層帯にある複数の逆断層の運動により解消されたものである。

竜門山断層帯は、チャンタン・ブロックが揚子地塊・中朝地塊という2つの大陸片と三疊紀後期に衝突した際に、斜め圧縮の場での左横ずれ成分をもつ衝上断層帯として形成された。2億年の歴史をもつ竜門山断

層帯では、断層活動が活発な時期には、逆断層（衝上断層）の運動により隆起するスラストシートは高い山脈を形成し、その削剥によりもたらされた多量の土砂が、断層帯沿いに四川盆地側に形成された沈降域である前縁盆地に堆積した。

SARの干渉画像の解析から抽出された変動集中帯は、竜門山断層帯に沿って約285km延びており、四川盆地寄りの南東側は地震断層である灌県－安県断層および映秀－北川断層に明瞭に境され、チベット高原寄りの北西側はおおよそ汶川－茂汶断層に境されている。これらの断層には含まれた地域の南西半分は原生代の深成変成複合岩体である彭灌岩体と、大小様々なクリッペの分布する灌県－安県ナップからなり、一方、北東半分は震旦系から二疊系の地層が三疊紀の造山運動により褶曲し、広い範囲で千枚岩、結晶片岩等の変成岩となっている地域（九頂山ナップ）である。

2008年四川大地震では、竜門山断層帯を構成する主要な活断層である灌県－安県断層の一部と映秀－北川断層の一部が動いている。両断層はともに低角度の逆断層（衝上断層）であり、地下では連続しているものと推定される。震源断層と地質構造の関係を見ると、震源断層解析によるアスペリティの分布から、震源近傍においては揚子地塊の基盤を構成する原生代の花崗岩および変成岩が破壊されたものと推定される。

8. あとがき

四川大地震が起きてすぐに「2008年5月12日四川大地震被害調査速報」¹⁾の取りまとめに参加したが、このときは緊急対応ということで、すぐに入手できる文献とウェブサイトのデータに基づき執筆した。その後、竜門山の地質およびテクトニクスに関連する文献の収集を行い、視野を広げる中でこの論説を執筆した。記述内容は上記速報をベースにしながらも、かなりの修正を加えている。また、ここでの地質の記載のうちとくに引用文献表記のない部分は、Burchfiel et al. (1995)²¹⁾に基づいている。なお、地質に関連して被害調査速報に記述したもう一つのテーマである堰止湖の形成と地質の脆弱性の問題については、今後検討を加えたいと考えている。

最後に関連する中国の地質図および文献をご教示いただいた産業技術総合研究所寺岡易司氏および応用地質株式会社元技術参与滝沢文教氏に厚く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 応用地質株式会社(2008):2008年5月12日中国四川大地震被害調査速報, 24p.
- 2) 鄧 起東主編(2007):1:400,000中国活動構造図.地震出版社
- 3) 鄧 起東・汪 一鵬(1984):中国復活変動帯. 29-65. 藤田和夫編著, アジアの変動帯-ヒマラヤと日本海溝の間, 海文堂出版 400p.
- 4) 国土地理院(2008):2008年5月12日中国・四川省の地震に伴う地殻変動と震源断層. < <http://cais.gsi.go.jp/Research/topics/topic080604/index.html> > [accessed Dcember 8, 2008]
- 5) 引間和人・瀨瀬一起(2008):遠地実体波による2008年5月12日四川地震の震源過程解析(速報), 日本地球惑星科学連合2008年大会.
- 6) Chen, Y., Xu, L., Zhang, Y., Du, H., Feng, W., Liu, C. Li, C. and Zhang, H. (2008): Focal mechanism of the main shock Ms 8.0 May 12, 2008. < <http://www.cea-igp.ac.cn/> > [accessed December 8, 2008]
- 7) Li, X., Zhou, Z., Huang, M., Wen R., Yu, H., Lu, D., Zhou, Y. and Cu, J. (2008): Introduction and preliminary analysis of strong motion recordings from the 12 May 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake of China, The 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12 - 17, 2008, Beijing, China.
- 8) Xu, X., Wen, X., Yu, S., et al., (2008): Discovery of the Wenchuan M8.0 earthquake surface ruptures and discussion for its seismogenic structure, *Seismology and Geology* (in press) (in Chinese) .
- 9) 林 愛明(2008):現地調査速報(1), (2), 日本活断層学会, <http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/Sichuan_sokuho.html. > [accessed Dcember 8, 2008]
- 10) Densmore, A.L., Ellis, M.A., Li, Y., Zhou, R., Hancock, G.S., and Richardson, N. (2007): Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at eastern margin of the Tibetan plateau, *Tectonics*, **26**, TC4005, doi:10.1029/2006TC001987.
- 11) Partiat, P. and Archache, J. (1984): India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms if plates, *Nature*, **311**, 615 - 621.
- 12) Klootwijk, C.T., Gee, J.S., Peirce, J.W., and Smith, G.M. (1992): An Early India - Asia

- contact: Palaeomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121, *Geology*, **20**, 395 – 398.
- 13) 岡田尚武 (2002) : インド洋の深海堆積物に記録されたヒマラヤの上昇, 月刊地球, **24**, no.4, 291 – 296.
- 14) Tapponnier, P., Peltzer, Z., Le Dain, A.Y., Armijo, R., and Cobbold, P. (1982) : Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, **10**, 611 – 616.
- 15) Molnar, P. and Tapponnier, P. (1975) : Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision, *Science*, **189**, no.4201, 419 – 426.
- 16) Harrison, T.M., Copeland, P., Kidd, W.S.F. and Yin, A. (1992) : Rising Tibet, *Science*, **255**, 1663 – 1670.
- 17) 酒井治孝 (1987) : チベット南縁部に記録されたテーチス海の沈み込みとインド亜大陸の衝突. 月刊地球, **9**, no.12, 720 – 728.
- 18) Gan W., Zhang, P., Shen, Z-K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., Zhou, D. and Cheng, J. (2007) : Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *Jour. Geophys. Res.*, **112**, B08416, doi:10.1029/2005JB004120.
- 19) Clark, M.K. and Royden, L.H. (2000) : Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow, *Geology*, **28**, no.8, 703 – 706.
- 20) Burchfiel, B.C., Royden, L.H., van der Hilst, R.D., Hager, B.H., Chen, Z., King, R.W., Li, C., Lu, J., Yao, H. and Kirby, E. (2008) : A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China, *GSA Today*, **18**, no.7, 4 – 11.
- 21) Burchfiel, B.C., Chen, Z., Liu, Y. and Royden, L.H. (1995) : Tectonics of the Longmen Shan and Adjacent Regions, Central China, *International Geology Review*, **37**, 661 – 735.
- 22) Chen, S.F., Wilson, C.J.L., Deng, Q.D. and Zhao, X.L. (1994) : Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the MinShan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau, *Jour. Geophysical Research*, **99**, no.B12, 24025 – 24038.
- 23) Zhang, P., Wang, Q., and Ma, Z. (2002) : Features of contemporary tectonic deformation and GPS velocity field in Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese) , *Earth Science Frontiers*, **9**, no.2, 442 – 450.
- 24) He, H. and Tsukuda, E. (2003) : Recent progress of active fault research in China. *Journal of Geography*, **112**, no.4, 489 – 520,
- 25) 丸山茂徳・磯崎行雄 (1998) : 生命と地球の歴史, 岩波新書543. 275p.
- 26) 磯崎行雄 (2000) : 日本列島の起源, 進化, そして未来 – 大陸成長のパターンを解説する, *科学*, **70**, no.2, 133 – 145.
- 27) Regional Geology of Sichuan Province (1991) : People's Republic of China Ministry of Geology and Mineral Resources, Geological Memoirs, ser. 1, no.23: Beijing Geol. Publ. House. 730p. (in Chinese with English abstract) .
- 28) Dirks, P.H.G.M., Wilson, C.J.L., Chen, S., Luo, Z.L., and Liu, S. (1994) : Tectonic evolution of the NE margin of the Tibetan Plateau; evidence from the central Longmen Mountains, Sichuan Province, China, *Jour. Southeast Asian Earth Sciences* **9**, no.1/2, 181 – 192.
- 29) Harte, B. and Hudson, N.F.C. (1979) : Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E Scotland, In: The Caledonides of the British Isles - Reviewed (Edited by Harris, A.L., Holland, C.H. and Leake, B.E.) , *Geol. Soc. Spec. Pub., London*, **8**, 323 – 368.
- 30) Dirks, P.H.G.M., Wilson, C.J.L., Chen, S.F., Lou, Z.L. and Liu, S.G. (1992) : Deformation and metamorphic history of the central Longmenshan Mountains, Sichuan Province, China, *Journal of Chengdu College of Geology*, **19**, 36 – 47.
- 31) Wallis, S., Tsujimori, T., Aoya, M., Kawakami, T., Terada, K., Suzuki, K. and Hyodo, H. (2003) : Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the Longmenshan orogen: Implication for geodynamic models of eastern Tibet, *Geology*, **31**, no.9, 745 – 748.
- 32) Cui, B.Q., Long, X.M. and Li, Y.L. (1991) : The subsidence of west Sichuan depression and the rise of the Longmenshan mountains (in Chinese with English abstract). *Journal of Chengdu College of Geology*, **18**, 39 – 44.
- 33) Yong, L., Allen, P.A., Densmore, A.L., and Qiang, X. (2003) : Evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan, China) during the Late Triassic Indosinian orogeny, *Basin Research*, **15**, 117 – 138.

- 34) Jia, D., Wei, G., Chen Z., Li, B., Zeng, Q., Yang G. (2006) : Longmen Shan fold – thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: New insights from hydrocarbon exploration. *AAPG Bull.*, **90**, no.9, 1425 – 1447.
- 35) Deng, Q., Chen, S. and Zhao, X. (1994) : Tectonics, seismicity and dynamics of Longmenshan Mountains and its adjacent regions. *Seismology and Geology*, **16**, no.4, 387 – 403 (in Chinese and English abstract) .
- 36) Chen, S.F. and Wilson, C.J.L. (1996) : Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau, *Jour. Structural Geology*, **18**, no.4, 413 – 430.
- 37) Hou, J., Uemura, T., Long, X. and Toyoshima, T. (1995) : Meso- and micro-structure and their tectonic implications in the middle segment of the Longmenshan Nappe Structure Zone, Sichuan Province, Southwest China, *Journal of Geological Society of Japan*, **101**, no.4, p.315 – 332.
- 38) Yao, D., Yao, W., Li, C. and Yuan, M. (2002) : Geology of Sichuan Province and Chongqing Municipality, in Ma, L. Chief compiler : *Geological Atlas of China*, 277 – 284. Geological Publishing House.
- 39) Yong, Y., Allen, P.A., Densmore, A.L. and Qiang, X. (2003) : Evolution of the Longmen Shan Foreland Basin (Western Sichuan, China) during the Late Triassic Indonesian Orogeny, *Basin Research*, **15**, 117 – 138.
- 40) Teraoka, Y. and Okumura, K. (2003) : Geological Map of East Asia, 1:3,000,000, Geological Survey of Japan, AIST.
- 41) 龍 学明 (1983) : 龍門山飛來峰の地質構造, 構造地質 (構造地質学会誌) no.29, 1 – 11.