

新潟平野～信濃川構造帯の地震と活断層

卯田 強*・平松由起子**・東 慎治***

* 新潟大学理学部自然環境科学科、** 新潟大学大学院自然科学研究科、

中越地震の不思議

2004年10月23日午後5時56分、小千谷東方のN37.28° E138.88° 深さ13 kmを震源とするマグニチュード(M)6.8の地震が起きました。この地震(正式名称は「2004年新潟県中越地震」、以下「中越地震」と略す)は、これまで新潟平野～信濃川構造帯と呼ばれている地域で起こったものと同じような次の性質を備えていました。

(1) 本震を含めて余震域が平面的には30×15kmの楕円形の範囲内であって¹⁾、その長軸が「新潟方向」と呼ばれている北東-南西ないし北北東-南南西方向の地質構造と調和的であること、

(2) 本震を起こした断層は同じように北東-南西方向で西に傾斜した面を持つ逆断層(N29° E51° NW)²⁾と推定されること。

こういうことからすると、新潟で起こる地震としてはごくありふれたものであることがわかります。だから、「起こるべくして起こった」という指摘がなされても不思議ではありません。しかし、一般に地震は活断層が動くことによって発生するといわれているのですが、すぐそばにある悠久山断層や片貝断層群が活動しないで、一時代古い新第三紀層の背斜構造の頂部付近が震源となるとは考えられていませんでした。さらに、中越地震にはこれまでとは異なる以下のような側面もありました。

(1) 本震のすぐ後の10月23日①18時03分にM=5.8、②18時12分にM=5.9、③18時34分にM=6.4、④19時46分にM=5.6と、たて続けに大きな余震が起きました。さらに⑤10月25日6時5分にM=5.6、⑥10月27日10時41分にM=6.1、⑦11月8日11時16分にM=5.5と大きな余震が起っています³⁾。規模の大きな余震ばかりかM≥4の余震の積算数はあの阪神・淡路大震災を引き起こした1995年兵庫県南部地震の積算余震数の2倍以上になっています。

(2) このうち②と⑤はどちらかという走り移動型を示し、本震を含めた他の余震が逆断層型なのとは異なる震源メカニズムを示しています³⁾。どうやら1つの断層が活動したという単純なものではなく、伏在する主断層が2次的にいくつかの副断層の活動を誘発したか⁴⁾、あるいは2つの平行な断層と逆向きの断層面と変位を持つ共軛断層⁵⁾とが次々と活動したか⁵⁾、いずれにしてもかなり複雑なメカニズムで起こったと考えられるようです。

このような不思議な中越地震の特徴は、たまたま起こった一種の「個性」のようなものか、あるいは新潟平野と山地を画する新発田-小出構造線に関係しているのか、背斜構造の軸部という特異な地質構造の反映か、いまのところ結論はできていません。

新潟付近で起こる地震の特徴

被害を与えた地震の記録は理科年表⁶⁾や日本被害地震総覧⁷⁾にくわしく記述されています。この地域で最も古いものは863(貞観5)年に起こったとされ、山崩れ・民家の倒壊・湧水(おそらく液状化のこと)を伴ったと記録されています。しかしこれ以降は越後中・南蒲原郡の地震(1670、M6.8)まで記録が途絶えます。この間の800年は地震が少ない期間だったのでしょうか。しかし、佐渡・能登の地震(1729、M6.6～7)、佐渡北沖地震(1762、M7)などのように、17世紀からは地震の記録が急に増えます。

小木地震(1802、M 6.5～7)では、佐渡南西部の沢崎～赤泊間の海岸線25kmが最大2.5mにわたって隆起し、この辺り一帯が北北西へ傾動しました。太田ほか⁸⁾は小木半島の隆起したベンチと海岸段丘を調査して、更新世後期から小木半島全体が北北西へ傾動したことを明らかにし、この地域で再来周期5000年で繰り返し地震が起こっていたことを指摘しています。

三条地震(1828、M 6.9)のおり、三条・燕・見附・長岡で被害が甚大で、地割れから泥水や青砂を噴

出し、大規模な液状化現象が起こりました⁹⁾。小須戸―黒崎間が隆起したため、信濃川の河道が東側の現在の位置へ移動しました。もとの信濃川は笠巻付近に旧河道として残っています。

善光寺地震(1847,M7)では、長野盆地西縁断層群が動いたことが当時の記録から知られています。このうちの1つ、長丘断層が活動して高丘陵が隆起し、千曲川が堰き止められて「延徳田んぼ」と呼ばれる一帯が湛水しました。荒船断層でのトレンチ調査によると、約1,000年前にも同様な地震があったと推定され、長野盆地の地震の再来周期は約1,000年程度と推定されています¹⁰⁾。

山古志地震(1887,M5.7)では土蔵の壁に亀裂が入ったり剥落しました。関原地震(1927,M5.2)はきわめて局所的なもので、石油と青砂の噴出が認められています。小千谷町地震(1933,M6.1)、長岡地震(1961,M5.2)いずれも数km以内の非常に狭い範囲でのみ激しい揺れが感じられました。長沼地震(1941,M6.2)では長野市の赤沼・長沼や須坂市相之島一帯では至るところで地割れができて泥水が噴出しました¹¹⁾。

新潟地震(1964,M7.5)での新潟市の被害は地盤の液状化や不同沈下などの建築物の被害がたくさん出ましたが、地震動そのものによる倒壊などはありませんでした。しかし、粟島の長手鼻で80cm、内浦で157cmの隆起し、全体として西方へ傾動しました。また粟島の北西周辺の海底が西方へ傾動しました。鼠ヶ関から村上までの海岸線に沿う水準点は地震前まで一貫して隆起傾向であったのに、地震と共に15cm以上一気に沈降しました。ところが村上-新潟間の水準点はこれと反対の運動を示しています¹²⁾。

松代群発地震では1965～70年末にわたって有感地震が62821回を数えました。そのうち最大のもは1965年9月5日と1967年2月3日とにあったM=5.4です。いずれもおおよそ30×10kmの楕円形の範囲内で、深さ15km以浅でした。1966年3～7月が地震活動・地殻変動とももっとも盛んな時期で、湧水・地割れなどの地表面象を伴いました¹³⁾。

新潟県北部地震(1995,M6.0)は笹神村付近で発生し、推定される断層から西側に家屋の全半壊などの被害が生じました。津南地震(1992,M4.5)は規模のわりには深さがきわめて浅かった(約2km)ため、ごく局所的な被害が生じました。

これらの地震には次のような3つの共通した特徴があります。

(1) 陸域で発生する地震の震源は浅く、規模は小さいが数多く発生する。これに対し海域ではやや深く、M7を超えることがあるものの、発生頻度は少ない。しかし地震の集中域や余震の分布域はほぼ同じ大きさの楕円形の領域に集中するので、いずれの場合でもひずみエネルギーの総量は同じオーダーと推定されます。つまり地殻内に蓄積したひずみを一度に解放するか、あるいは少しずつ小出しにするか、の違いによると考えられます。

(2) 被害を及ぼす地震は地殻内の深さ10～30km以浅で起こり(内陸から日本海海底へ向かって深くなる)、それ以深ではほとんど発生していません。いいかえればほとんどの場合が直下型であるといえます。これはこの深度付近に地殻構成物質の物理的応答の仕方が変わる脆性遷移帯(brittle-ductile transition zone)が存在するためと考えられます。また、よく引き合いに出される、太平洋プレートの沈み込みに伴うベニオフ面の地震は、新潟地域では深さ120km以深で起こっていて、あまりにも深すぎるのでまったく被害を及ぼしません。

(3) 推定された震源断層はいずれも逆断層型で、断層面が新潟方向のトレンドを持ち、北西～西北西へ傾斜したものが一般的です。したがって上盤(断層面より上の部分)が北西方向から南東方向へと隆起することになります。また、断層面は深くなるにつれて低角になる半円筒形の性質(リストラックという)を持つと考えられ、このため上盤は隆起するとともに北西方向へ傾動するという特徴的な地殻変動を伴います。建物の倒壊や地割れ、道路の崩落、地すべりなどの地変が震央より西側に多く見られるのはこのためです。

新潟付近の地形と活断層

活断層は地震の発生源と考えられており、1980年以降大きく研究が進展しました。さらに1995年の阪神・淡路大震災以来、主要な活断層の再調査が、トレンチ調査を含めて、日本全体で行われました。新潟平野から信濃川構造帯にかけては、地形との関連から、新潟平野、信濃川流域(十日町-津南)、千曲川流域(野沢-長野)に区分して考えてみます。

新潟平野は3群10列の海岸砂丘群があり、これによって海岸低地～ラグーン(潟湖)が形成し、「芦沼」・「地図にない湖」といわれたように水はけの悪い広大な海岸平野です。新潟平野の地形は新潟-新津付近を境にして北東部と南西部に分かれ



図1 新潟平野の地形と活断層（地形分類図は平松¹⁴⁾による）

活断層：1. 櫛形山地西縁断層、2. 櫛形山地東縁断層、3. 五十公野断層、4. 月形断層、5. 村松断層、6. 新津丘陵東縁断層、7. 新津丘陵西縁断層、8. 角田東縁断層、9. 鳥越断層（8と9をあわせて新潟平野西縁断層群という）、10. 吉野屋断層、11. 悠久山断層、12. 片貝断層、活褶曲：13. 築地背斜、14. 松ヶ崎背斜、15. 亀田背斜、16. 新津丘陵背斜、17. 鎧潟向斜、18. 寺泊背斜、19. 中央油帯背斜、20. 下田背斜、21. 椿沢背斜、22. 東山背斜、23. 小粟田原向斜、24. 越路原背斜。

ます。北西部では、荒川・阿賀野川に埋没扇状地が確認されているものの、現在は新旧2つの氾濫原のみが発達しています。しかし胎内川・加治川には扇状地が発達していても氾濫原はありません。このように氾濫原・扇状地が繰り返し海岸線に並んだ隙間に、岩船潟・紫雲寺潟・福島潟・島見潟などの潟湖ができました。これらは18世紀（江戸中期）以降に、福島潟の一部を残して、すべて干拓されてしまいました。

平野南西部には信濃川の作った地形が発達し、小千谷から長岡までが扇状地、長岡から分水 - 三条までが氾濫原、分水 - 三条から巻 - 白根までが三角州に区分されます。それ以北の新潟 - 豊栄付近までがかつての海岸低地で、鎧潟・丸潟・大潟・

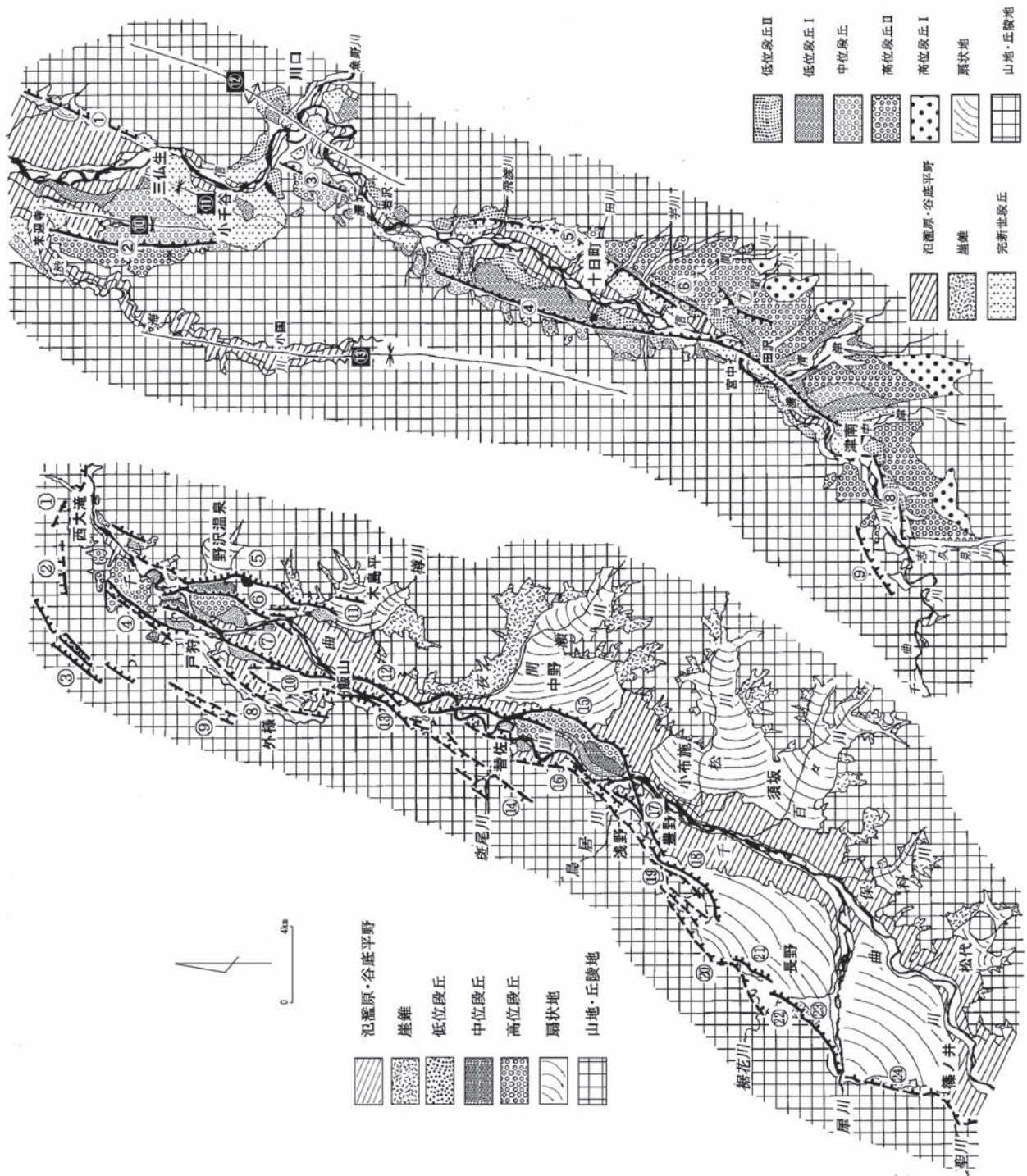
栴潟・白蓮潟など無数の大小の潟湖が存在していました。これらは18世紀（江戸中期）以降から200年以上にわたって干拓され、完全に乾田化しています。信濃川はもともと現在の西川が本流。16世紀後半より人工的に掘割を築いて東へ東へと何回も流路を替えさせ、刈谷田川・五十嵐川・加茂川・小阿賀野川を合流させて、現在の信濃川本流が出来上がったのです。五十嵐川は小規模な扇状地を作りますが、加茂川・刈谷田川などは奇妙なことに、谷口にはこれといった地形を作っていません¹⁴⁾。

新潟では平野と山地の境界が活断層で境されています。すなわち平野西側は弥彦・角田山地～中央油帯との境界に新潟平野西縁断層群（長岡平野西

図2 信濃川流域(右)と千曲川流域(左)の活断層

右図：1. 悠久山断層 2. 片貝断層、3. 山本山断層、4. 十日町盆地西縁-津南断層、5. 十日町盆地東縁断層、6. 十日町断層、7. 細尾-如来時断層、8. 宮野原断層、9. 青倉断層、10. 小栗田原向斜、11. 三仏生向斜、12. 東山背斜、13. 淡海川向斜

左図：1. 平滝断層、2. 伏野峠断層、3. 関田峠-黒倉山断層群、4. 常郷断層群、5. 北竜湖断層、6. 重地原断層、7. 長峰丘陵縁断層、8. 外様平断層、9. 黒倉山断層群、10. 長峰丘陵西縁断層、11. 往郷断層



いずれも西方へ傾斜した断層面を持つ逆断層で、石油公団による反射法弾性波探査¹⁵⁾では前期更新世の灰爪層が2000～3000m変位しているのが認められ、大規模な変動が120万年にわたって繰り返されてきたと考えられています。

平野東側の境界には新津丘陵西縁断層(三条地震の地震断層?)・吉野屋断層・悠久山断層の断層群と櫛形山地西縁断層・五十公野断層・月形断層・村松断層の断層群が雁行状に配列し、これらよりさらに東側に櫛形山地東縁断層や沼越峠断層などが3列目をなしています。これらの大半が西傾斜の断層面を持つ逆断層で、左横ずれの成分を兼ね備えているらしく、断層を横切る小河川(改修以前の旧河道を含む)が変位しているのが認められます。また断層帯にそって見附温泉・桂温泉などの小規模な温泉が湧出しています。

信濃川は長野-新潟県境で千曲川と名前が変わるだけでなく、流域の地形もまったく異なり、別々の川が1つに連結したような感じです。信濃川流域には更新世中期とされている谷上面から、更新世後期の米原面・卯ノ木面・朴ノ木面・貝坂面・正面面、完新世の大割野面と河成段丘が10段¹⁶⁾¹⁷⁾も発達します。このうち谷上面～朴ノ木面には幼年期の侵食谷(ガリー侵食)がよく見られるのに対し、貝坂面～大割野面には認められないので、形成時代に大きなギャップがありそうです。ところが、千曲川流域には、河成段丘は下位面が比較的広く分布するものの、上位の段丘面は重地原以北および高丘陵に見られるだけで、いずれもたいした規模ではありません。そのかわり野沢、木島平、中野、須坂-小布施、長野などの規模の大きな扇状地が発達します。

越路町-小千谷の信濃川左岸川には、高位段丘面の越路原面と中位段丘面の小栗田原面との境に、南北方向のトレンドを持った片貝断層群が発達します。これは主に基盤の魚沼層群の層面すべりからなり、不整合に覆う段丘礫層に変位を与えています。さらに小栗田原面には断層群と平行な向斜構造が見られ、北方へデプレッション(depression)を起こしているので、褶曲軸が北へプランジしています。それとともに小栗田原面も北方に傾動して、渋海川の氾濫原面の下へ消えて行きます。小栗田原面には褶曲構造に沿ったガリー侵食の谷地形が見られ、片貝などでは断層崖に小さな扇状地の形成が認められます。また三仏生^{さんぶしょう}付近では完新世段丘面の小千谷面の向斜構造が見られますが、褶曲軸は小栗田原の褶曲軸とは斜交して、北北東

-南南西のトレンドを持ちます¹⁸⁾。信濃川流域の活断層は十日町盆地西縁断層が最も規模が大きく、津南町の宮中ダム付近で信濃川の右岸側に渡渉して、津南断層へと続きます。十日町以北の信濃川右岸では中・低位段丘面に東向きの幅の広い撓曲が見られることから、この断層は西傾斜の断層面を持つ逆断層と考えられます。また右岸側の津南町卯ノ木ではやはり中位段丘面が東向きの撓曲崖を作って変位していることから、少なくとも45mの変位があると見積もられています¹⁹⁾。信濃川右岸には長く続く十日町盆地東縁があり、十日町市街地以南では十日町断層と平行します。低位段丘面に西向きの撓曲崖が見られますが、市街地以北ではやや不明瞭になります。おそらく東傾斜の断層面を持った逆断層と考えられます。

千曲川流域では平滝断層・伏野峠断層・関田峠-黒倉山断層群が県境付近の山地に見られ²⁰⁾、一部共軛セットをなす正断層の場合もあります。野沢温泉町西方の重地原断層と北竜湖断層は、高・中位段丘面の西側への傾動を伴う逆断層で、明瞭な低断層崖が見られます。段丘面の堆積物と年代が知られていないのではっきりしたことはいえませんが、高位と中位とした段丘面は断層によって変位した低位面かもしれません。重地原断層と平行して長峰丘陵東縁断層が飯山市内の飯山断層まで延長し、さらに長丘断層・浅野断層・三才断層・城山断層・善光寺断層・安茂里断層・小松原断層と、長野盆地西縁の山地と扇状地の境界付近に連続して見られます²¹⁾²²⁾。いずれも西傾斜の断層面を持つ逆断層と考えられ、長野盆地西縁断層群と一まとめにして呼ばれることもあります。これに対して、北から常郷断層・長峰丘陵西縁断層・外様平断層・替佐断層・上野断層などは平行する2つの断層が地溝状の地形を作り、長野盆地西縁断層群が段丘と丘陵の地塊を東へ移動させた時に、引き裂かれた部分が落ち込んでできたものと考えられます。

これらの地域の活断層には以下のような共通する特徴があります。

1) 規模の大きな断層はほとんどが新潟方向のトレンドを持ち、北西側に傾斜した断層面をもつ逆断層で、左横ずれ成分を併せ持っている。活断層と震源断層がいずれも新潟方向のトレンドと断層面の傾斜を持つ逆断層なので、この両者が同一の応力場で形成したことは明らかだが、活動して地震を起こした記録が残っているのは善光寺地震の原因となった荒船断層など長野盆地西縁断層群しかない。

2) 新潟平野の東西を境する逆断層で、平野全体が北西方向に傾動し、新潟平野西縁断層付近では沖積層の基盤が最大で 150 m の深さにあるのに対し、新潟平野東縁では 40 m 程度の深さでしかない。ボーリングや反射法弾性波探査で推定された地下地質の状況や地形の解析から、活断層も地塊傾動を伴っていることは明らかで、これは地震時の地殻変動と同じ性質である。

3) 信濃川一千曲川では、左岸側に河川に沿う活断層が多く、長丘断層や重地原断層・津南断層のように右岸側のものは左岸から河川を横切って伸びてきたものである。

地形テクトニクス

活断層は低断層崖・三角末端面・尾根や谷のくいちがいのなどの変位地形を基準にその存在が論じられてきました。しかし地殻変動で形成されるのは変位地形だけではなく、たとえば河川の流路形態の変化、河道の移動、遷急点あるいは遷緩点の移動、河床勾配の変化など河川微地形も影響を与えられると考えるのは当然です。つまり変位地形以外にも地殻変動が起こった証拠があり、それらを活断層や活褶曲などの現在進行形の変動の認定基準として採用しようというわけです。私たちはこうした観点からこの地域のテクトニクスを見直

す作業を進めています。ここではその一端を紹介しておきます。

上述したように新潟平野は全体として北西方向へ傾動しています。巻 - 新津の地質断面図から、沖積層基底の傾動は 39.5‰ (パーミル、1/1000) ですが、完新統基底で 28.9‰、縄文中期ごろの基底で 7.89‰ となります。すなわち 2 ~ 1 万年前では 1000 年あたり 0.113° 傾斜していたのが 1 万 ~ 5000 年前には 0.166° になり、5000 年前以降は 0.09° と変化したのです。この運動は 1 万年前から 5000 年前までがもっともスピードが速く、その後急激に速度を減じたといえます。

信濃川流域の河成段丘はいずれも傾動していて、谷上面・米原Ⅱ面・朴ノ木面・貝坂面・正面面・大割野Ⅰ面はそれぞれ 92‰、33‰、34‰、28‰、21‰、19‰ と、変位の累積性が認められます。この傾動量を推定形成年代で割るとそれぞれの平均変位量が求められますが、それは完新世に向かって次第にスピードが加速していることを示しています。さらに、最も広く分布する米原Ⅱ面では、北部の南雲原から南部の城原に向かって次第に傾動量が少なくなっており、北部の方が変動が大きかったと考えられます。

千曲川の河床勾配は、上流の佐久盆地で 7.3‰、上田盆地で 5.5‰ だったのが、長野盆地にいるとわずか 0.93‰ に減じてしまいます。しかしさらに下

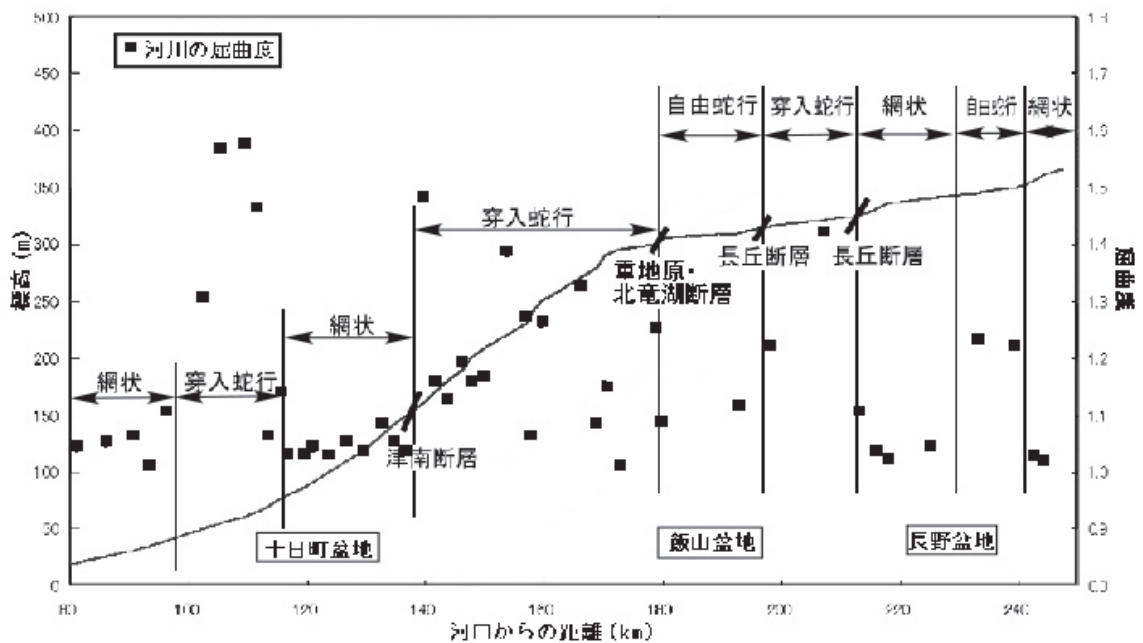


図3 千曲川 - 信濃川の河床勾配
新潟 - 長野県境付近に遷急点があります。千曲川も信濃川も流路形態は複雑で蛇行と網状を繰り返し、穿入蛇行する個所には活断層があります。また屈曲度 (流路中心線の長さ / 谷の長さ) もこれらの区間で大きく変化します。

流の西大滝ダム付近に遷急点があって、県境から下流側は急な河床勾配となり、十日町盆地あたりでは信濃川の河床勾配は3.5%になります。一般に河床勾配と流路形態とは相互の関係があり、およそ1%が閾値となつてこれより小さな勾配で自由蛇行を示し、大きな場合は網状流路になります²³⁾。したがって長野盆地～飯山盆地では千曲川が蛇行し、津南～小千谷では信濃川が網状流路となるはずですが、実際はいずれの河川も蛇行と網状を繰り返しています。こうした流路形態の変化は、河床勾配の変化だけでは説明がつかないのです。

長野西縁盆地断層群の1つである長丘断層は、立ヶ鼻付近で千曲川を横切り、高丘陵陵の明瞭な傾動を伴う逆断層です。千曲川は長野盆地を流れるときは網状流路の形態を示していますが、長丘断層を過ぎたとたん蛇行形態に変化します。これは高丘断層によって傾動隆起した旧河床を千曲川が穿入したために起こった流路形態の変化です。このような網状から蛇行への流路変化は左岸側にあった断層が右岸側に渡ったところでおこっており、重地原・北竜湖断層でも同じ現象が確認できます。また、津南断層が左岸に渡ると信濃川の流路が蛇行から網状に変わり、これも地殻変動によって流路形態が変化した証拠といえます。

同じようなことは中越地震の震源断層を南西方向に延長したあたりでもおこっています。六日町方面から北東方向に流れてきた魚野川は、小出を過ぎて南西方向へ流下してきた破間川と合流すると、直角に折れて北西方向へ流れを変えます。堀之内では自由蛇行していた魚野川は、和南津に入る直前で急に網状になりさらに穿入蛇行するようになります。信濃川も小千谷市岩沢付近から蛇行をはじめ、魚野川と合流する箇所ではループが閉じんばかりの様相を見せています。この付近には鮮新世～更新世中期の川口層・魚沼層群が分布し、北東-南西方向の軸を持った東山背斜と軸面すべりの西傾斜の逆断層が存在することが知られています。魚野川と信濃川の流路形態の突然の変化はこのような地質構造の現在進行形の活動が原因となっていると考えることができます。つまり中越地震はこれまで何も活動がなかった箇所にはじめて起こったのではなく、幾度かの断層活動の経緯を経てきたと考えてさしつかえないでしょう。なお、今回の地震の「震源断層か？」と話題になった小平尾断層²³⁾があるとされる付近には、破間川の支流である和田川などには明瞭な流路変化は認められず、小平尾断層はもともと活動していない

のでしょう。

小千谷から長岡にかけての信濃川は網状の流路形態をとりますが、旧河道の位置からする河道が次第に西方へ移動してきています。旧河道の西遷は悠久山断層の活動で上盤が西方へ傾動したことが原因と考えられ、この活動が繰り返した証拠となります。これと同様に、五泉-新津間の阿賀野川の蛇行流路も西遷しており、月岡断層による傾動隆起の累積的結果と考えられます。しかし村松断層は早出川の最も新しい網状流路を切らず、およそ500年間は活動していないとみられます。

サハリン-日本海東縁変動帯と地震の空白域

日本海東縁変動帯は、日本海中部地震(1983, M=7.7)を契機に、中村²⁴⁾によって提唱されて一躍注目されるようになったもので、北米プレートが細長く伸びてきて、アジア・プレートと太平洋プレートの上に割り込んだとされました。はたして北海道南西沖地震(1993, M=7.8)が起これ、ますますこの説が有力視されるようになりました。さらに北サハリンのネフチェゴルスク地震(1995, M=7.0)が起これ、いつのまにか北に延長されてサハリン-日本海東縁変動帯ともいわれています。たしかに北サハリンから北海道・東北地方の日本海沿岸沖を通り、新潟平野から長野に至る地域は地震活動が比較的活発で、震央を結んで変動帯として捉えることができます。これより東側には平行な褶曲や断層がたくさん存在していて、いずれも同じようなテクトニクスの下にあるはずなのに、規模の大きな地震を起こしたという記録はありません。だからこの活動的なゾーンに特別なテクトニクスの場を想定するのはもっともなこととす。

しかし次のような問題点があります。

(1) このゾーンで起こっている地震は、いずれも地殻内の浅い場所(上述したように脆性遷移帯内)で起こっていて、深部過程との結びつきが弱い点があります。もしこの変動帯がプレート境界であるならば、地震は地殻内にとどまらず、上部マントルまで連続していてもよさそうなはずで、げんに太平洋プレートの沈み込みであるベニオフ帯は、日本海溝からサハリン-日本海東縁変動帯のはるか下を横切って、シホテアリンの下深さ500kmほどまで連続しています。したがってこの変動帯が仮に北アメリカ・プレートとアジア・プレートの境界であるとしたら、自らが変動を起

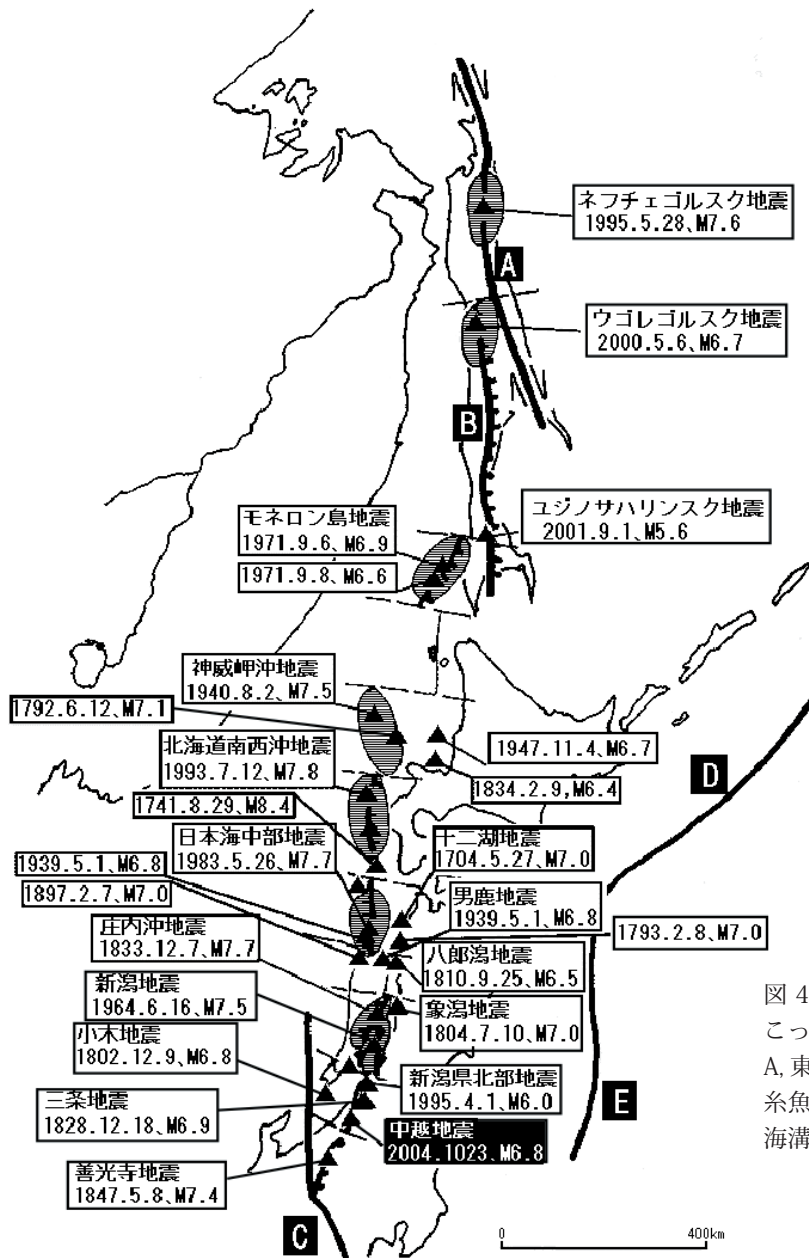


図4 サハリン-日本海東縁変動帯に起こった主な地震
 A, 東サハリン断層、B, 中央サハリン断層、C, 糸魚川-静岡構造線、D, 千島海溝、E, 日本海溝. 楕円は主の地震の余震分布域を示す.

こす能動的な性格はなく、受動的なものだといえます。

(2) 発生メカニズムが個々の地震によって異なります。たとえばネフチェゴルスク地震では右横ずれの地震断層が地表に出現しました。この断層は長さ 35km, 水平ずれ 8m, 高さ 2m の変位がありました。ところが北海道南西沖地震は西側が上盤（西から東に乗り上げる）の逆断層型²⁵⁾²⁶⁾という解析がされています。しかし日本海中部地震の場合、解析された地震断層は 2 つのセグメントに分かれ、いずれも東側が上盤の逆断層型²⁷⁾らしいのです。もっとも新潟地震ではまた西側が上盤の逆断層型²⁸⁾にもどり、以南に起こった地震も活

断層も新潟地震タイプです。サハリン島の北端から長野付近までおよそ 2000 km あります。北アメリカ西海岸沿いのサン・アンドレアス断層は北米プレートと太平洋プレートの境界で、約 2500km ほどの延長ですから、サハリン-日本海東縁変動帯と同じ規模です。この断層もいくつかのセグメントに分かれています。いずれも右横ずれの性質を持っています。すなわちプレート境界というものは何 1000km にわたって均一な運動をしているのです。

(3) 上対馬電子基準点を固定すると、北海道-東北がアジアプレートに対して西南西に相対的に移動しているという GPS 観測²⁹⁾の結果が明らかに

なっています。これは太平洋プレートの運動に伴ったもので、東西方向ないし北西-南東方向短縮されることが原因であると解釈されています。しかし、なぜ西傾斜の断層面を持った逆断層が卓越するのでしょうか。もし太平洋プレートによって主応力場が現出したとするなら、たとえ共軛セットであるにしても、東傾斜の逆断層の方が卓越し、東側への傾動が起こると同時に、推定断層面よりも東側に地震被害が集中するはずです。

ところで、このサハリン-日本海東縁変動帯に起きた主な地震の余震分布域は、大きくて100kmほどの長軸をもった楕円形をしています。余震分布域をどう考えるかはいろいろな意見がありますが、地震を起す歪が蓄積する範囲と考えればこの大きさがこの地域の地殻変動の単位となります。そうすれば新潟平野・信濃川流域・千曲川流域それぞれが変動単位であり、それぞれの新潟平野西縁断層帯・十日町西縁断層・長野盆地西縁断層帯という規模の大きな活断層が重要な意義をもっていることとなります。

このうち長野盆地西縁断層は1847年5月8日に善光寺地震(M7.4)を起しているのです。その地域に貯まった歪はある程度解消されているように思われます。しかし信濃川流域では大規模な地震は起こっていません。1992年12月27日の津南地震(M4.6)がありますが、おもに小規模な地震がたくさん起こっています。歪の解放が「小出し」に行われていることを示しているのかもしれない。

新潟平野では新潟市西部～巻町付近に地震の空白域があります。微小地震も含めて、地震が観測されるようになってからこのかた、ほとんど地震が起こっていないのです。その大きさは新潟地震の余震域にほぼ匹敵します。この空白域には新潟平野西縁断層帯が中央部を横切っていて、新潟平野の基盤の傾動量が最も大きい箇所に相当しているので、まったく変動しない地域であるとは考えられません。おそらく長期にわたる歪の蓄積がなされている箇所ではないのでしょうか。新潟県北部地震も中越地震もこの空白域の周辺で起こったもので、おそらく歪解放の役目を果たしたのではないでしょう。もしここが動けば、新潟市は新潟地震規模で直下型の地震に見まわれることとなります。

文 献

- 1) http://unit_aist.go.jp/actfault/niigata/map.html
- 2) http://staff_aist.go.jp/h.horikawa/2004/Chuetsu/source.html
- 3) http://www.hinet_bosai.go.jp/topics/niigata041023/mechanisms_j.html
- 4) http://stuff.aist.go.jp/s-toda/Chuetsu/More_aftershocks.html
- 5) <http://www.eprc.eri.u-tokyo.ac.jp/members/satow/>
- 6) 国立天文台(2005):理科年表(第78冊).丸善.
- 7) 宇佐美龍夫(1996):日本被害地震総覧.東大出版会,493pp.
- 8) 太田陽子・松田時彦・長沼和雄(1976):佐渡小川地震(1802年)によると値隆起量の分布とその意義.地震,29,50-70.
- 9) 富田隆・丹治郁夫・神田和利・渡辺健・宇佐美龍夫(1986):文政11年三条地震の史料調査について.歴史地震,2,39-42.
- 10) 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史(1995):1988年長野活断層系荒舟断層(荒舟地区)トレンチ発掘調査.日本の活断層発掘調査[56].活断層研究,13,72-79.
- 11) http://www.janis.or.jp/users/gann/100sen/jiban/naganuma_jisin.htm
- 12) Kawasumi,H.,(1968):General report of the Niigata Earthquake of 1964. Tokyo Elec.Eng.Col. Press.
- 13) 東京大学地震研究所(1973):図説日本の地震.東大地震研研究速報,9,120-121.
- 14) 平松由起子(2004):河川作用と新潟平野の地形発達史(MS).新潟大学大学院自然科学研究科修士論文.
- 15) 石油公団(1999):平成10年度国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「西山・中央油帯」調査報告書,61pp.
- 16) 新潟平野団体研究グループ(1972):十日町盆地の河成段丘.地質学論集,7,267-283.
- 17) 渡辺秀男・卜部厚志(2003):新潟県十日町盆地北西部の河成段丘の編年と隆起運動.地球科学,57,173-191.
- 18) 東 慎治(2005):信濃川(千曲川)の流路形態変化と活構造との関係(MS).新潟大学大学院自然科学研究科修士論文.
- 19) 信濃川ネオテクトニクス団体研究グループ(2002):信濃川津南地域における第四紀後期の段丘形成と構造運動.第四紀研究,41,199-212.
- 20) 活断層研究会(1991):日本の活断層一分布図と資料.東大出版会,437pp.
- 21) 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄(1985):長野県の活断層一活断層分布図と資料.信州大学理学部紀要,20,198pp.
- 22) 宮内崇裕・東郷正美・堤浩之・金幸雄・武田大典・宇根寛・小田切聡子(2000):1:25000都市圏活断層図「飯山」.国土地理院技術資料D1, No.375.
- 23) 鈴木隆介(1998):建設技術者のための地形図読入入門.第2巻低地,古今書院,554pp.
- 24) 中村一明(1993):日本海東縁新生海溝の可能性.震

- 研彙報, 58, 711-722.
- 25) 久家慶子・菊地正幸・Zhang,J.(1994): 遠地実体波・表面波でみる北海道南西沖地震 (1993年7月12日) の複雑な震源課程. 月刊海洋, 号外, 7, 21-28.
- 26) Tanioka, Y., Satake, K. and Ruff, L. (1995): Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 9-12.
- 27) Satake, K. I. (1985): The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis. *Phys. Earth & Planet. Inter.*, 37, 249-260.
- 28) Abe, K. (1975): Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964. *Jour. Phys. Earth*, 23, 349-366.
- 29) http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_nihonkai/