

信濃川下流域・河口北方沖合の地震テクトニクスと地震発生の長期予測

新潟県立与板高等学校* 河内 一男

Seismo-tectonics around the Shinano Basin and Long-term Earthquake Prediction

Kazuo KAWAUCHI

Niigata Prefectural Yoita High School, Yoita, Niigata, 940-2401, Japan

§ 1. はじめに

日本列島規模で地震テクトニクスを論じる場合、 $M7$ 未満の地震は除外されることが多い。それは、太平洋側のプレート境界で被害を伴わない $M6-7$ の地震発生数が非常に多いためなのだろう。しかし、日本海東縁で $M7$ 未満の被害地震を切り捨ててしまうと、新潟沖から越後平野—長野盆地—松本盆地に至る地震活動帯が見えなくなり甚だ不都合である。また、日本海東縁の内陸延長部は越後平野、高田平野、長野盆地、松本盆地などの人口が比較的密集している地域であり、 $M6$ クラスの地震でも直下型の大被害をもたらす可能性があるため、これが除外されるのは防災対策の面から見ても具合が悪い。

本来は $M6-7$ クラスが主体であるはずの内陸被害地震も、長期予測を論じるときは $M7.5$ 程度以上のものに限定せざるを得ない理由がある。内陸地震のテクトニクスについての研究は活断層の研究結果をベースにしている。活断層地形は地震断層のずれの累積により形成されると考えられ、トレンチ調査で見いだされる地層の変位にも累積性が認められる。 $M7$ 以下の地震で地震断層が生じることは多くない。勢い、地震断層を生じさせるであろう $M7.5$ ないしは $M8$ 程度の、内陸部としては「巨大地震」に相当する濃尾地震クラスの発生を数千年のオーダーで確率予測することになる。

日本海東縁の内陸部延長では、これまで地震断層が生じることは少ない $M6-7$ 程度の地震で大きな被害を受け続けてきた。本論では、主に歴史被害地震の活動履歴をもとに、この地域で発生する地震が規模は小さいながらも数十年ないし二百年程度の間隔で繰り返してきたことを示す。そして、千年のオーダーで予測される巨大地震よりも、数十年のオーダーで発生が懸念される $M6-7$ 程度の内陸地震の予測が重要であることを主張する。

§ 2. 歴史被害地震の連動と繰り返し

信濃川下流域(越後平野)とその周辺(高田平野・佐渡島)及び信濃川河口沖—庄内沖付近における歴史被害地震を発生年代順に示すと次のようである。

- ①1670 年 寛文西蒲原地震 ($M6.8$)
- ②1762 年 宝暦三条付近の地震 ($M5.5-6$)
- ③1762 年 宝暦佐渡北方沖地震 ($M7.0$)
- ④1828 年 文政三条地震 ($M6.9$)
- ⑤1833 年 天保庄内沖地震 ($M7.5$)
- ⑥1887 年 明治長岡付近の地震 ($M5.7$)
- ⑦1927 年 関原地震 ($M5.2$)
- ⑧1961 年 長岡地震 ($M5.2$)
- ⑨1964 年 新潟地震 ($M7.5$)
- ⑩1995 年 新潟県北部の地震 ($M5.5$)
(地震の規模 M は宇佐美(2003)による)

図 1 にこれらの被害地震の分布を示す。①の 1670 年寛文西蒲原地震 ($M6.8$) および③の 1762 年宝暦佐渡北方沖地震 ($M7.0$) の震央はそれぞれ、河内・大木(1996)、河内(2000)による修正に基づいている。この他にこの地図の範囲では、(a)1802 年享和小木地震 ($M6.6$)、(b)1804 年文化象潟地震 ($M7.0$)、(c)1894 年明治庄内地震 ($M7.0$) が、さらに越後平野とは独立して西方の高田平野周辺及び長野盆地では、(d)1666 年寛文高田地震 ($M6.8$)、(e)1751 年宝暦高田地震 ($M7.2$)、(f)1847 年善光寺地震 ($M7.4$)、(g)1847 年高田地震 ($M6.5$) がある。

図 2 はこれらの地震のうち $M6.5$ 以上のものについて、縦軸を南北の分布、横軸を発生順にとって模式的に時空間分布を示したものである。これから、この地域の被害地震の発生に連動性と繰り返し性を読みとることができる。

* 〒940-2401 新潟県三島郡与板町東与板 173

2.1 連動性

連動性については、(d)1666年寛文高田($M6.8$)と①1670年寛文西蒲原($M6.8$)、(e)1751年宝暦高田($M7.2$)と③1762年宝暦佐渡北方沖($M7.0$)、(a)1802年小木($M6.6$)と(b)1804年象潟($M7.2$)、④1828年三条($M6.9$)と⑤1833年庄内沖($M7.5$)、(f)1847年善光寺($M7.4$)と(g)1847年高田($M6.5$)などである。さらにこれらの活動は、京都・畿内地方の1662年($M7.5$)、1802年($M6.8$)、1830年($M6.5$)等と連動した可能性もある。

2.2 信濃川河口北方沖での繰り返り

信濃川河口沖合の粟島周辺で発生した⑤1833年天保庄内沖($M7.5$)と⑨1964年新潟($M7.5$)は図1で示したように震源域が半分ほど重なる。宇佐美(1978)は1964年新潟について、名称は「新潟地震」だが被害はむしろ庄内地方の方が大きく、この地震は1833年庄内沖と同系統の地震と解すべきだとしている。本論でもこの考えに立って、これらの地震を同一地域で繰り返した地震と見なす。

③1762年宝暦佐渡北方沖($M7.0$)は、これまで小佐渡(並行する二列のうち南東部の山塊)東方沖とされていたが、津波の被害を受けた漁村の位置の検討から大佐渡北東沖に修正された[河内(2000)]。この地震も⑤や⑨と震源域を重複している可能性が強い。

以上の地震の発生メカニズムと震源域が同じであるとすれば、時間間隔にして③と⑤が71年、⑤と⑨が131年となる。この間隔は、太平洋側三陸沖のプレート境界地震とあまり変わらない。しかし、プレートの収束速度の違い(オホーツクプレートに対する太平洋プレートとアムールプレートの相対速度は、それぞれ7cm/y, 2cm/y)が双方で発生する地震の規模の違い(三陸沖の $M8$ 程度に対して、当地方が $M7.5$ 程度)に見合っていると考えれば妥当な繰り返り間隔と言えるだろう。③と⑤の間隔が短いのは、③が他の二つに比べ M が7.0と幾分小振りだったためと思われる。

この考えで長期予測をするならば、 $M7.5$ クラスの場合は21世紀末、 $M7$ クラスならば21世紀中頃ということになるのか。ところで、政府地震調査委員会(2003)はこの地域の向こう500年以内の地震発生確率を0%としていて上記の値と大きくかけ離れている。それは地震の規模を大きめに見積もり、⑤と⑨の領域を別に考え、もちろん③の地震は考慮しておらず、そして一つ前の活動は地質資料以外にないので、5000年とか10000年とかの数値を与えて「確率計算」したものであろう。

なお、この地域の信頼すべき史料による地震や津波の記録は今のところ③のものが最古である。しかし、記録のないことが地震のなかったことを意味するわけではない。宝暦以来の250年間に3度も津波を伴う地震が繰り返されたのだから、それ以前もたびたび同程度の規模の地震が繰り返されていたのであろう。この地域には津波についての口碑伝説の類が多く残っている。その一つに「寛治六年戊辰大津波、地震。蒲原岩船陸地となる」[大木(1921)]というものがある。蒲原・岩船は現在の新潟市から村上市、さらに山形県境にかけての地域で、これは③、⑤及び⑨の震源域の対岸にあたる。

2.3 越後平野での繰り返り

河内・大木(1996)はそれまで、福島-新潟県境ないし越後平野東部が震央と考えられていた1670年越後の地震を越後平野中央部に修正した。この地震の被害記録は当時の村上藩主榊原家の江戸屋敷日記にあり、村上藩領の「四万石」地方に見舞金が支給されたことが明確に記されている。この四万石地方が現在の新潟県西蒲原郡の中之口川左岸沿いの南北に細長い地域(現在の新潟市南部、旧黒埼町、潟東村、中之口村、燕市)に相当することは河内・大木(1996)が示した通りである。また、新潟県新津市の被害記録を記した別史料に、「西南の間よりゆり出し」とあり、これは震央が新津市から見て南西方向(中之口川南部方面)であることを示唆している。新発田藩史料は地震発生日を1年前の同日として取り違えているが、「5月5日新発田大地震」としているのは、村上藩同様に江戸屋敷での記載と考えるべきで、この場合の「新発田」は当時の新発田藩領である中之口川右岸(現在の白根市、見附市今町など)を指している可能性がある。

以上のことから、①の1670年寛文西蒲原地震($M6.8$)は④1828年文政三条地震($M6.9$)と震源域をほぼ同一とする地震であることは明らかである(図1, 図2)。二つの地震の発生間隔は158年であり、現在(2004年)④の地震からすでに176年を経過している事実は、地震の長期予測の上で注目されるべきであろう。

2.4 長岡市付近での繰り返り

⑥、⑦、⑧の地震はいずれも長岡市西方の信濃川流域ないし西岸(左岸)で発生した局発地震である。地震の規模 M は5-6と小振りだが、⑥と⑦が40年、⑦と⑧が34年と短い間隔で繰り返している。

2.5 高田平野での繰り返し

高田平野では(d)1666年寛文高田地震($M6.8$), (e)1751年宝暦高田地震($M7.2$), (g)1847年高田地震($M6.5$)の記録がある。(d)の以前については詳細は不明だが1614年慶長高田地震があるのでこれを(x)とする。発生間隔は(x)と(d)が52年, (d)と(e)が85年, (e)と(g)が96年である。(g)のあと途絶えているのは, この地震とほぼ同時期に南隣の長野盆地で(f)1847年善光寺地震($M7.4$)が発生したことと関係があるのかもしれない。

§3. 歴史被害地震と活断層

3.1 「活断層」は活動しなかった

信濃川下流域の越後平野の縁, すなわち平野の東西を並行する山地の麓には, 「数千年に1回程度の $M7-8$ クラスの内陸地震」の繰り返しによって形成されたとされる活断層が雁行配列している〔活断層研究会(1991)〕。東縁を北から加治川断層, 月岡断層, 悠久山断層, 西縁を北から角田・弥彦山塊東縁断層, 脇野町断層, 鳥越断層などである。

これらは第四紀(170万年前以降)になってからも活動している断層であり, 断層面の走向はいずれも越後平野の方向すなわち信濃川の流路の方向と調和的である。したがって, それら一つ一つの断層が現在の平野やそれをとりまく活構造地形を形成する過程で重要な役割を果たしてきたことは間違いない。しかし, これまでに述べてきたいずれの歴史被害地震においても, これらの活断層が活動した形跡はない。それは, 単に規模が小さいから地表での変位が認められなかったというのではなく, 被害状況から想定される震源域が地理的にそれらの既知の断層と明らかにずれているということである。例えば④の地震では西方の脇野町断層や弥彦山塊東縁断層でもなく東方の悠久山断層でもない, 平野中央に伏在している別の震源断層を想定せざるを得ない(図3)。

3.2 応力場の変化

加治川断層, 月岡断層及び悠久山断層にはこの断層を横断する河谷の系統的な屈曲が認められ, これらは全て左横ずれを示している。現在の地震活動や三角測量, GPS測量から知られている応力場は東西方向の圧縮である。断層線は北東-南西ないし北北東-南南西の走向なので, もしこの東西応力場のもとで形成されるとすれば, 右横ずれとなるはずである。言いかえると, これらの地形上明瞭な河谷の屈曲は, 現在のでは

ない過去の別の応力場(おそらくは南北応力場…例えばフィリピン海プレートの北進の影響などが考えられるだろうか)によって形成されたと考えざるを得ない。このことを敷衍すれば, 変動地形として認定されている「活断層」や物理探査等で発見された地下の地質構造の不連続は必ずしも現在の活動帯(真の活断層)を意味しないということになる。

3.3 応力場はいつ転換したか

越後平野の南方延長には東頸城丘陵などの活褶曲運動により形成された丘陵群がある。褶曲変形している地層のうちの最上位は魚沼層最上部層(およそ100万年前-50万年前頃に堆積)だから, 大規模な褶曲変形の開始は50万年前以降と推定される。

ところで, 米山東麓(柏崎市)-信濃川(川西町)間の地質断面図の褶曲形態から見積もられる短縮量は約6kmである(図4)。この褶曲変形は東西方向の横圧力, つまり現在のテクトニクスで形成されたものである。仮に50万年前から褶曲変形が開始されたとすると, 短縮の速度は1.2cm/年となり, 三角測量やGPS観測から知られている値と概ね一致する〔河内・大木(1997)〕。

以上のことから, 越後平野周縁の山麓沿いの「活断層」地形は南北圧縮のテクトニクスのもとで形成されたものであり, 魚沼層堆積後, 約50万年前以降に応力場が現在の方向に転換した可能性が高い。

活褶曲地帯(新潟県東頸城郡地方)と越後平野は幅と方向をほぼ同じくして同一直線上に配列している。地震活動や褶曲変形が活発な変動帯は信濃川に並行する東頸城丘陵とその北方延長の越後平野中央部(平野の縁ではない)さらに信濃川河口沖合-粟島付近へと連続していると見るべきであろう。

§4. 地震テクトニクス

4.1 $M7.5$ 級の繰り返し-信濃川河口沖合-粟島付近

図5は国土地理院一等水準点の山形県温海町鼠ヶ関と新潟県山北町蒲萄両地点周辺数点のデータから⑨1964年新潟地震前後の平均的変動値を割り出しその経年変化図を模式的に表現したものである。地震サイクルの考え方から, ⑤1833年庄内沖地震を一つ前の地震と仮定して, 測量開始前の永年の変動と1833年の地震時の変動を外挿した。

これによれば, それぞれの地域での地震間の隆起は40cmと50cmになるのに対し, 地震時の沈降は25cmと10cmになり, それぞれ63%, 20%が地震時に後戻り的に沈降していることになる。これは, 西に傾斜

する逆断層の下盤側の変動を示している。断層から東方へ大きく離れた蒲萄付近は後戻り率が小さく山地として成長することになり、断層に近い海岸部は後戻り率が大きく地震間の隆起量のほとんどはうち消される。

逆断層の上盤側に粟島があり、ここには上下方向の測地資料がないので詳細は不明だが、地震間は沈降の傾向であり地震時に大きく反発隆起するパターンを繰り返しているものと推定される。実際、1964年新潟地震時には北東-南西に伸びた幅2km長さ7kmの粟島の南東海岸が約1.5m、北西海岸が0.8m隆起した[中村他(1964)]。これは島の東側を島と並行して断層線が通り、この西傾斜の逆断層面を粟島を載せた上盤側が西に傾きながら東方への上がったことを意味している。

Abe(1975)によれば、1964年新潟地震の震源断層のすべり量の水平成分は1.8mであった。これはオホーツクプレートに対するアムールプレートの運動速度の最大の見積もり:2cm/年に⑤と⑨の発生間隔131年を乗じて得られる値(約2.6m)の約70%である。131年間の歪みの70%がM7.5の地震をもたらした逆断層運動で解消されたことになる。③と⑤との間隔が71年と短かったのは③の地震の規模がM7.0程度と小さめだったからであろう。

4.2 活褶曲運動でM6どまり-新潟県南部・東頸城丘陵付近

この地域ではオホーツクプレートとアムールプレートの衝突によって、地下に伏在する断層が(おそらく)クリープ運動をし、その上を覆い被さっている新第三系および第四系が塑性変形を継続して活褶曲構造をつくってきた。S字状に屈曲する三列の丘陵が背斜軸、その間を流れる西から鶴川、鯖石川、渋海川の河川がつくる谷が向斜軸に一致している。

この地域では微小地震活動が活発で、M5-6クラスの局地的地震も頻発するが、Mが7を超えるような地震の記録はない。おそらく、クリープと褶曲変形でプレートの衝突によるエネルギーを解消しているからであろう。

4.3 M7前後の繰り返し-信濃川下流域(越後平野中央部)

この地域は南方の東頸城地方と比べると通常の微小地震活動が極めて低調である。これはこの地域が東頸城地方と違ってクリープや活褶曲の運動による歪みエネルギーの解放がないことを意味している。

過去の記録を吟味すると4.1で述べた粟島周辺で発生する地震と同じく、地震間は隆起が続く地域と沈降が続く地域があり、地震時にはその反対の地変があったようである[河内(2001)]。この地域の潟の消長や海岸線の前進後退は人為的な原因だけではない可能性がある。

GPSの観測では信濃川河口沖合粟島周辺とこの地域のプレート収束速度に大きな違いが認められないので、過去の①1670年寛文西蒲原(M6.8)や④1828年文政三条(M6.9)程度の地震を今後も繰り返す可能性が大きい。①と④の間隔158年を④と現在までの間隔176年がすでに上回っているため、次に起きる地震はM7を超えることも予想される。

§5. まとめ

信濃川下流域・河口沖合の過去の被害地震の活動歴を吟味し、それらの発生メカニズムを検討した。

この地域で発生する地震は西方の高田平野の地震や山形県地方の地震と連動する傾向にある。これはさらに京都・畿内地方の地震と連動した可能性もある。

粟島周辺、越後平野周辺はともに約100年の間隔でM6.8-7.5程度の被害地震が繰り返されてきた。長岡市西方ではM5-6程度の中規模の地震を数十年の間隔で繰り返している。東頸城丘陵ではクリープ・活褶曲の進行による歪みのエネルギーの解放が続いている。

越後平野周縁の山麓沿いの「活断層」地形は、今とは別の(魚沼層堆積以前、約50万年前以前の)テクトニクスのもとで形成され、現在はほとんど活動していない可能性がある。地震活動や褶曲変形が活発な変動帯は信濃川に並行する東頸城丘陵とその北方延長の越後平野中央部さらに信濃川沖合粟島付近へと連続していると見るべきであろう。

太平洋側プレート境界の7-8cm/年と、日本海東縁の1-2cm/年の短縮速度の違いは、地震発生間隔の違いではなく、発生する地震の規模の違いとして現れている。太平洋側が100年-200年に一度のM8クラスの地震発生であれば、この地域(日本海東縁)も同じくらいのあるいはもっと短い間隔でM6-7の地震を繰り返していると思われる。太平洋側のプレート間地震は規模が大きいですが、陸地から遠く離れており、また震源が深いのに対し、この地域は内陸直下型となり震源も浅いものが多いので被害は規模のわりに甚大なものとなる。当地域について、地質資料から得られた過去の発生間隔をもとに計算した確率的予測は早急に見直す必要がある。

謝辞

編集担当の佐竹健治氏及び査読者の渡邊健氏によるコメントは本稿を改善する上で大変有益でした。ここに感謝申し上げます。

文献

ABE, K., 1975, Re-examination of the Fault model for the Niigata Earthquake of 1964, *J. Phys. Earth*, 23, 349-366.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003, 日本海東縁部の地震活動, 35pp.

活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 437pp.

河内一男・大木靖衛, 1996, 1670年西蒲原地震($M_{3/4}$)の震央の再検討, *地震* 2, 49, 337-346.

河内一男・大木靖衛, 1997, 1964年新潟地震による地塊の傾動と信濃川地震帯のテクトニクス, *地震* 2, 50, 303-314.

河内一男, 2000, 宝暦佐渡沖地震(1762年, $M7.0$)の震央の再検討, *歴史地震*, 16, 107-112.

河内一男, 2001, 越後平野の地震活動と河川流路・潟湖の変遷, *月刊地球*, 23, 113-119.

中村一明・笠原慶一・松田時彦, 1964, 新潟地震による粟島の地変, *地震研究速報*, 8, 73-90.

大木金平(1921): 郷土史概論, (復刻版 1999, 新潟日報事業社).

津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公, 1988, 表層地質図岡野町, 国土分類基本調査図, 新潟県.

宇佐美龍夫, 1978, 大地震, そしえて, 238.

宇佐美龍夫, 2003, 最新版日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 605pp.

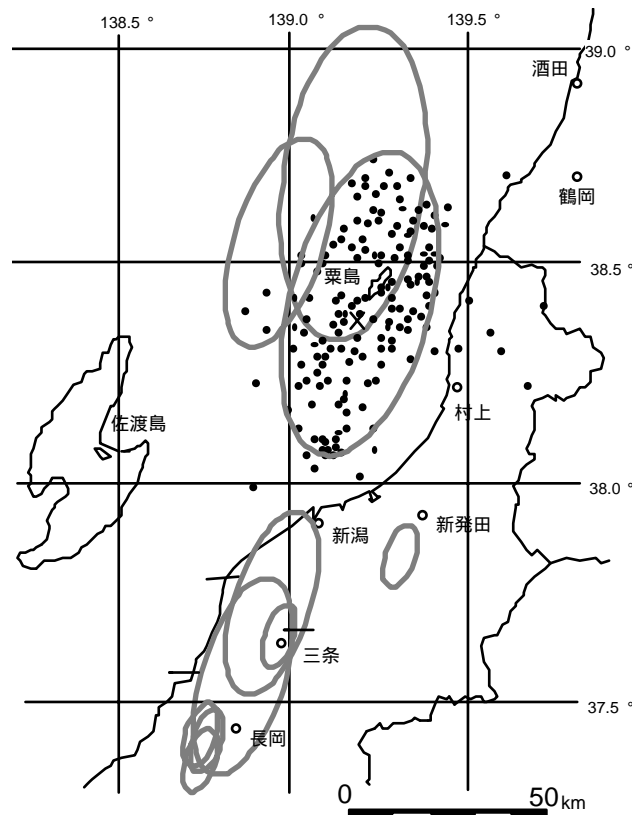


図1 信濃川下流域・河口北方沖合の被害地震の分布. 地震の震源域のひろがり、新潟地震の余震分布域及び三条地震の被害分布とその規模から類推して長円形であらわした。歴史地震の規模 M は、宇佐美(2003)による。

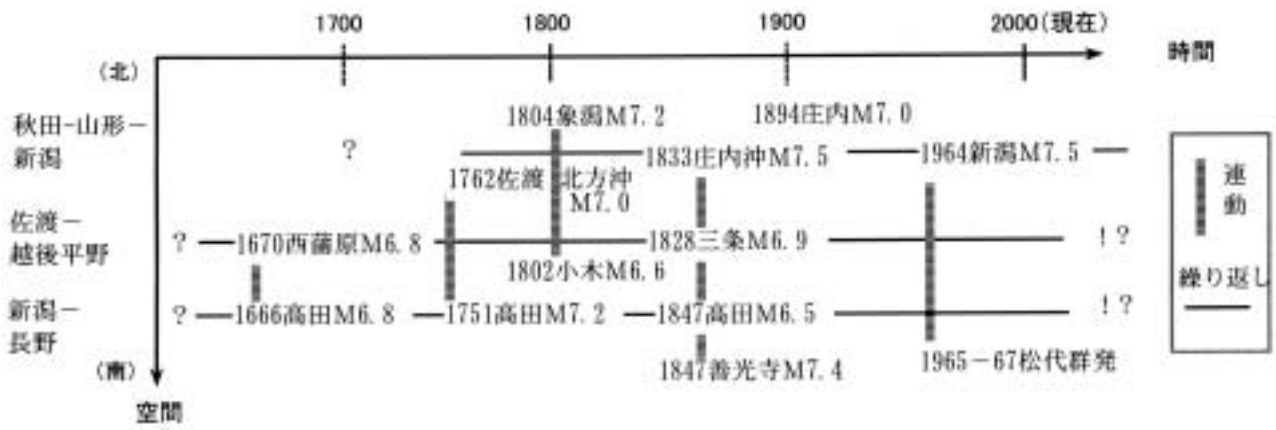


図2 新潟県周辺の被害地震(M>6.5)の繰り返しと連動

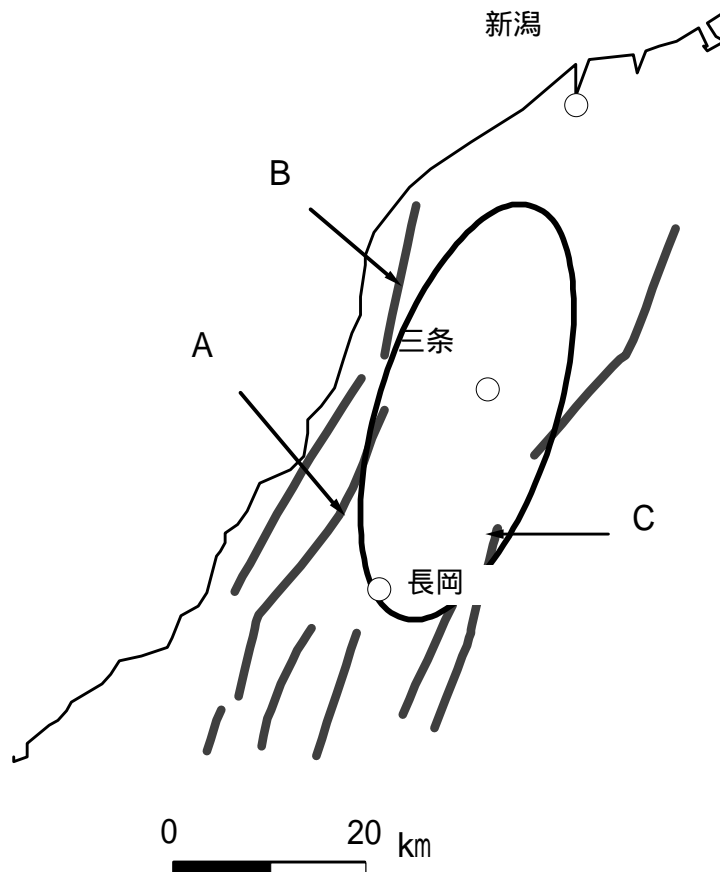


図3 1828年三条地震の強震域(長岡)と活断層. 北北東走向の太線は平野の縁の丘陵と山塊. A 脇野町断層, B 弥彦山塊東縁断層, C 悠久山断層は丘陵や山塊の平野側に配列している.

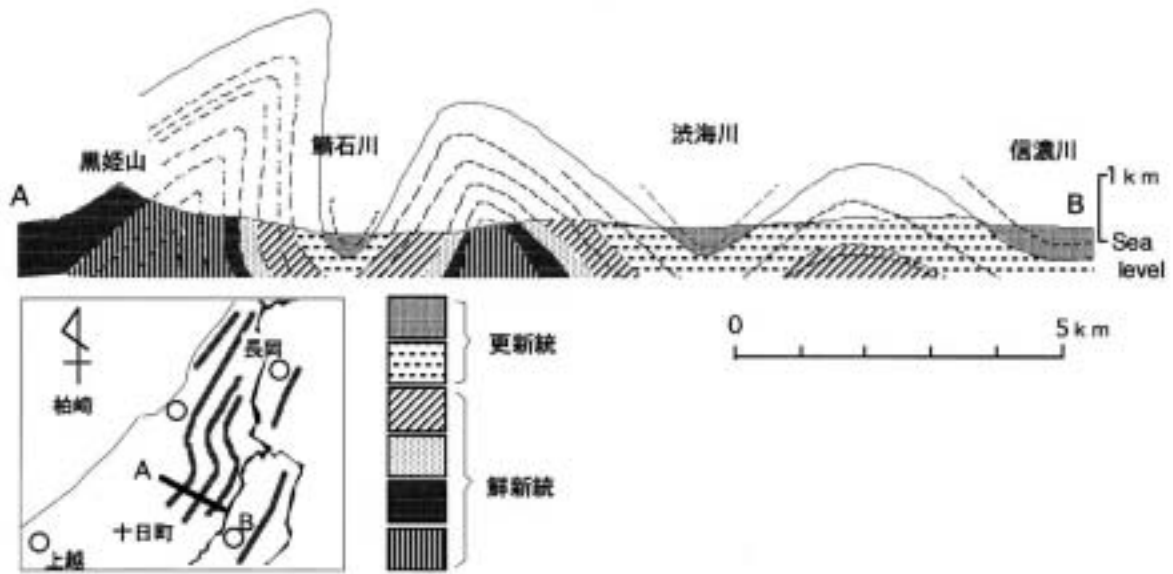


図4 東頸域丘陵の活褶曲 [津田ほか(1988)による].

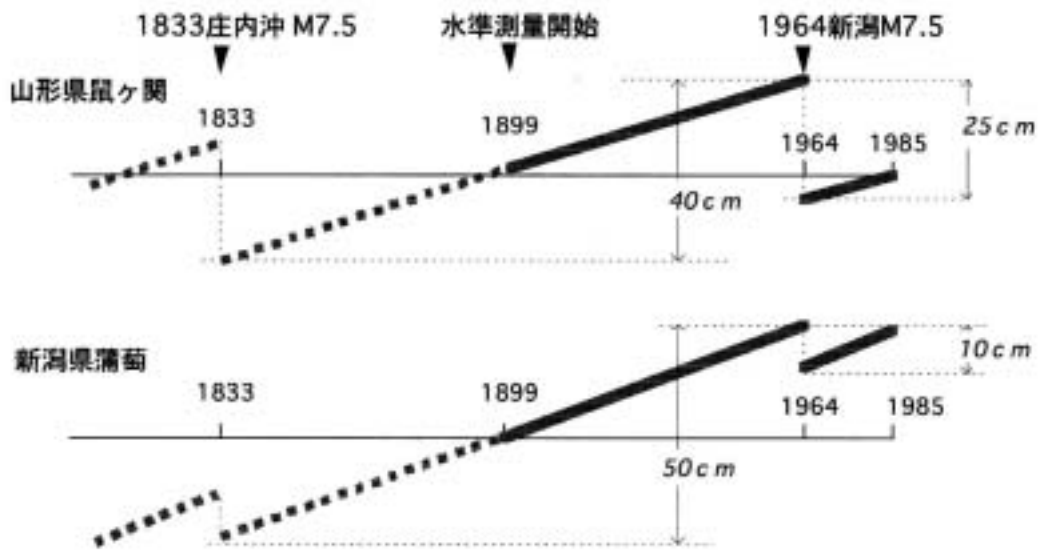


図5 山形県温海町鼠ヶ関と新潟県山北町蒲萄における水準変動の概念図[河内・大木(1997)による].