

29. 茨城南部・龍ヶ崎

－破堤洪水をたびたび被ってきた河川低地

1. 地形・地盤条件

茨城県の南端部に位置する龍ヶ崎市の市域(面積 78 km²)は、北部の台地(稲敷台地)と南部の低地(小貝川・利根川低地)とからなります(図 1)。稲敷台地は、関東平野東部に大きく広がる常陸台地の最南部で、多くの谷により刻まれていて、その谷底の大部分は谷津田になっています。緩やかな起伏を示す台地面の標高は 15～25 m で、1970 年代になって開発が進み、ニュータウンや工業団地などが展開しています。台地を構成する地層は、主として十数万年前に形成されたかなり締まっている砂質層で、表面に関東ローム層などを載せています。

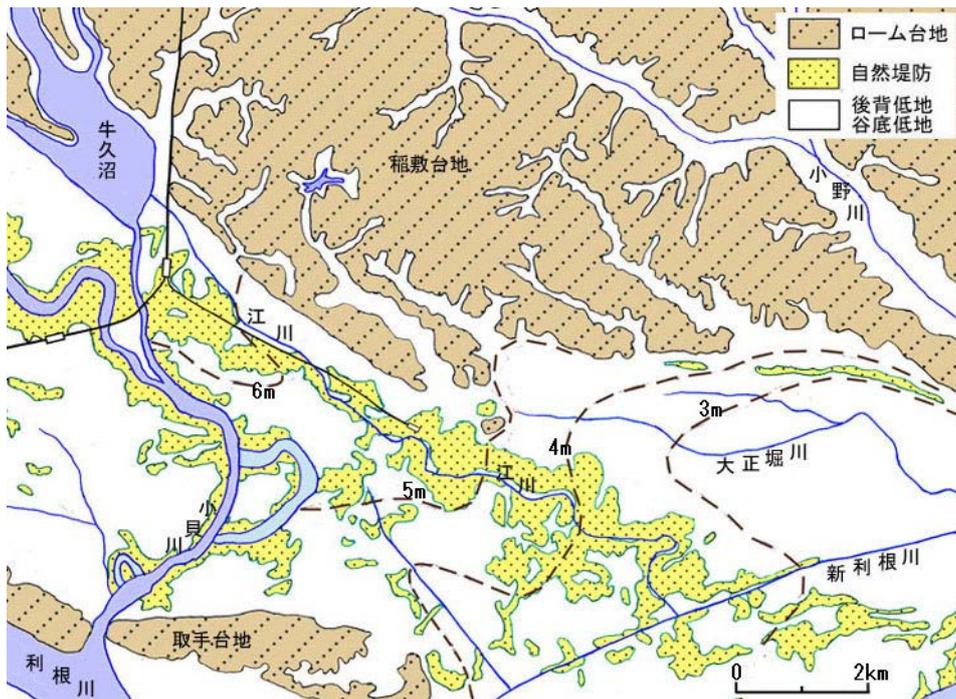


図 1 龍ヶ崎市域の地形
自然堤防は国土地理院の土地条件図による

龍ヶ崎の旧市街は小貝川低地内の微高地に立地し、当初は舟運の中心地として発展しました。かつての水戸街道や現在の常磐線が西方を 5 km ほど離れて通されたこともあり、市街地の低地内への進展はあまり進んでいません。低地の地層は鬼怒川・小貝川が運んできた軟弱な沖積層からなり、台地を削り込んでつくられた昔の谷地形を埋めています。低い砂質微高地(自然堤防)が主として流路沿いに分布します。低地面標高は大部分が 3～5 m で、台地との境界には 10～15 m の比高の崖が連なっています。このような地形と表層の地層の形成は十数万年前以降のことです。

12～13 万年前の温暖期には海面は現在よりも 10 m ほど高く、関東平野は東に向け開く湾となっていました。この浅い内湾を周辺山地からの土砂が埋め立てた堆積面(デルタや浅海底)が台地の原形です。その後、気候は寒冷化して海面は次第に低下し、1.8 万年前には海面は現在よりも 130 m ほど低くなりました。この海面低下により海拔高を増したデルタ面上を流れる河川は、侵食力を大きくしてデルタ面を削り込みました。流量の大きい鬼怒川は最大で 60～70 m ほど削り込み、また流路を大きく蛇行させて台地側面を侵食し谷幅を広げました。この侵食が及ばなかった範囲が現在の台地面です。関東平野中央部の沈降により利根川はある時期から南に向かって流れるようになったので、平野東半部を流れる最大の川は鬼怒川となっていました。流域が狭いので侵食力が小さい台地内河川(小野川など)は、幅狭く浅い谷をつくっただけでした。

寒冷化初期の8～9万年前ごろに鬼怒川などが運搬した砂礫が、関東平野の南東部に最大で4～5mの厚さで堆積しました。これは龍ヶ崎砂礫層と名づけられています。この最上部は火山灰質の常総粘土層です。さらにこの上に2～6万年前に箱根火山・富士火山から飛んできた火山灰の風化土層(ローム層)が2m程度の厚さに覆っています。

1.8万年前以降気候は温暖化に向かい、海面は急速に上昇しました。約6千年前には海面は現在よりも3～4mほど高くなり、氷河期に削り込まれた谷には海水が進入しました。こうして関東平野には多数の細長い入り海が出現し、鬼怒川沿いでは下妻の南方までが海でした。貝塚の分布が当時の海の広がりを示します。龍ヶ崎の台地南端は、島状になった下総台地との間に広がる内湾に突き出た岬(崎)でした。

この入り海を埋め立てた地層が沖積層の主要部です。したがって沖積層は1.8万年前よりも新しい地層で、まだ全く固まっておらず軟弱です。沖積層の厚さはその場所での谷の削り込みの深さによりほぼ決まっています。龍ヶ崎南部ではこの厚さは最大40m程度です。地震動の強さは地層が軟弱なほど、またその地層が厚いほど大きくなります。

霞ヶ浦は埋立てが遅れて内陸に閉じ込められたかつての入り海(潟湖)です。縄文前期の海面上昇時の入り海の名残りが牛久沼・手賀沼・印旛沼などであり、鬼怒川の運搬土砂によって谷の出口が塞がれたところに形成されたものです。

小貝川低地には比高がほぼ1m以下の低い自然堤防が形成されています。自然堤防は河道から溢れ出た洪水が運ぶ土砂の堆積によりつくられた堤防状の高まりで、主として河道沿いに発達します。このような微高地はかつては集落や畑として利用されていたので、明治期の古い地形図からそれがよく識別できます(図2)。下総国と常陸国との国境は、牛久沼の南において現在の小貝川河道から離れ、ほぼ南東に向かい利根川に達しており、国境が定められた当時(中世の一時期)には小貝川がここを流れていたと推定されます。

このような土地環境の地域において生じるおそれのある災害には、軟弱地盤の強震動、砂質層の液状化、河川の氾濫による洪水、内水氾濫、崖崩れが挙げられます。土地条件との関係はないが茨城南部で起こりやすい災害としては、竜巻と降雹が挙げられます。西方にある火山が大噴火した場合には火山灰の降下・堆積が生じます。総合的にみると台地は最も安全な地形に分類されます。

2. 地盤の強震動

地震波の伝わる速度は岩石・地層の硬さで決まり、軟らかい地層では硬い岩盤に比べ1/20～1/30程度に遅くなります。このために、地下深くから伝わってくる地震波は地表の軟弱地層中で速度を大きく低下させるので、後から引き続きやってくる波がこの地層中にいわば詰め込まれて重なり合うような状態になって、地震の揺れが強くなります。震動の増幅には共振現象によるものもあります。物体はすべて、地層も建物も非常に揺れやすい固有の周期を持っています。地震波にはいろいろな周期の波が重なっていますが、0.5～1.0秒ほどの波が最も多いのが通常です。厚い砂泥質の沖

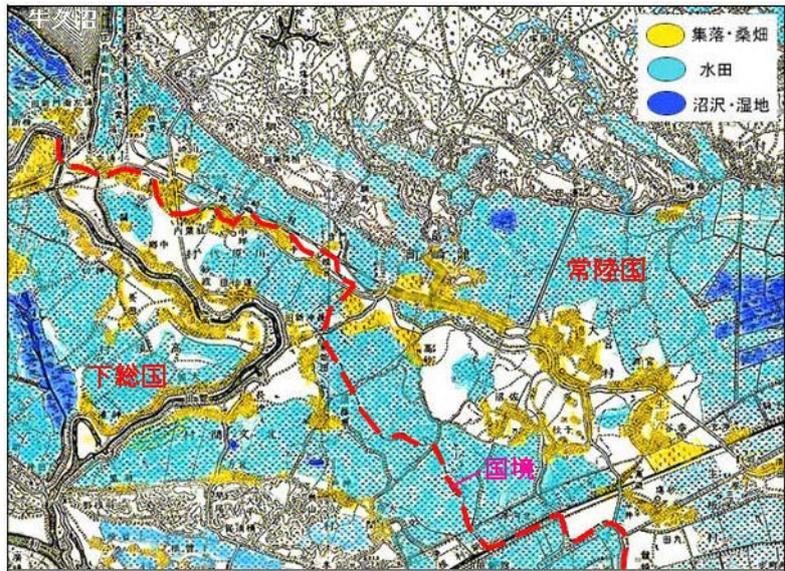


図2 明治中期における小貝川低地の土地利用
明治36年の地形図に着色 赤破線は常陸国下総国との境界

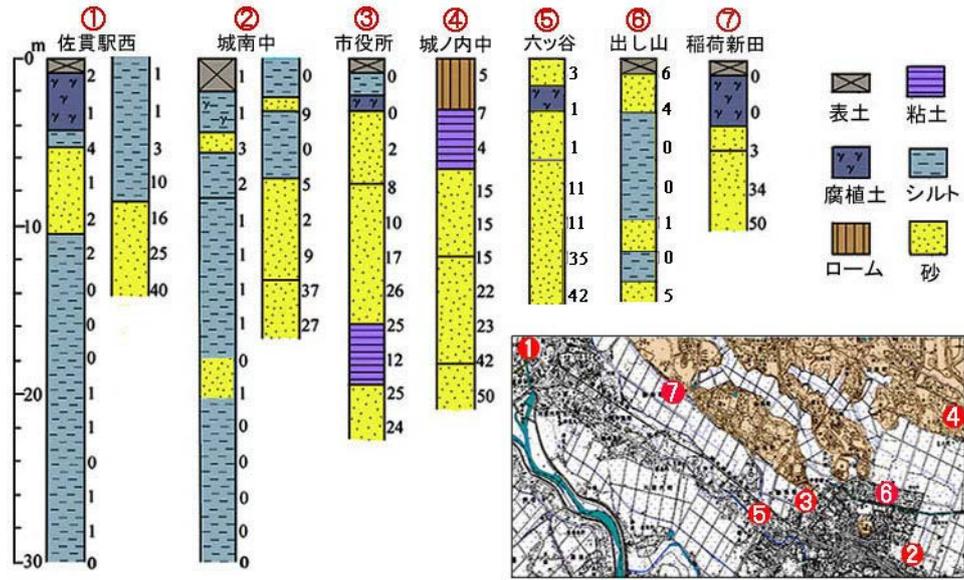


図3 代表的なボーリング柱状図

積層の固有周期はほぼこれに一致するので、共振により震動が大きく増幅されます。耐震設計基準では、沖積層など軟弱な地層の厚さが30 m以上のところ、及び表層に泥炭層など極度に軟弱な地層があるところを、最も悪い第3種地盤に分類して、構造物の耐震強度を高めるように定めています。

地層の性状はボーリングにより調べられます(図3)。一般にボーリングの数は少なくまた偏って分布しているので、地形なども手がかりにして地層の平面分布を推定します。地層の硬さや締まりの程度を示す値にN値があり、これによって地盤の良し悪しなどを簡易に判定できます。泥質層ではN値が0～2で非常に軟らかい、2～4で軟らかい、砂質層ではN値が0～4で締りが非常にゆるい、4～10でゆるい、などとされます。

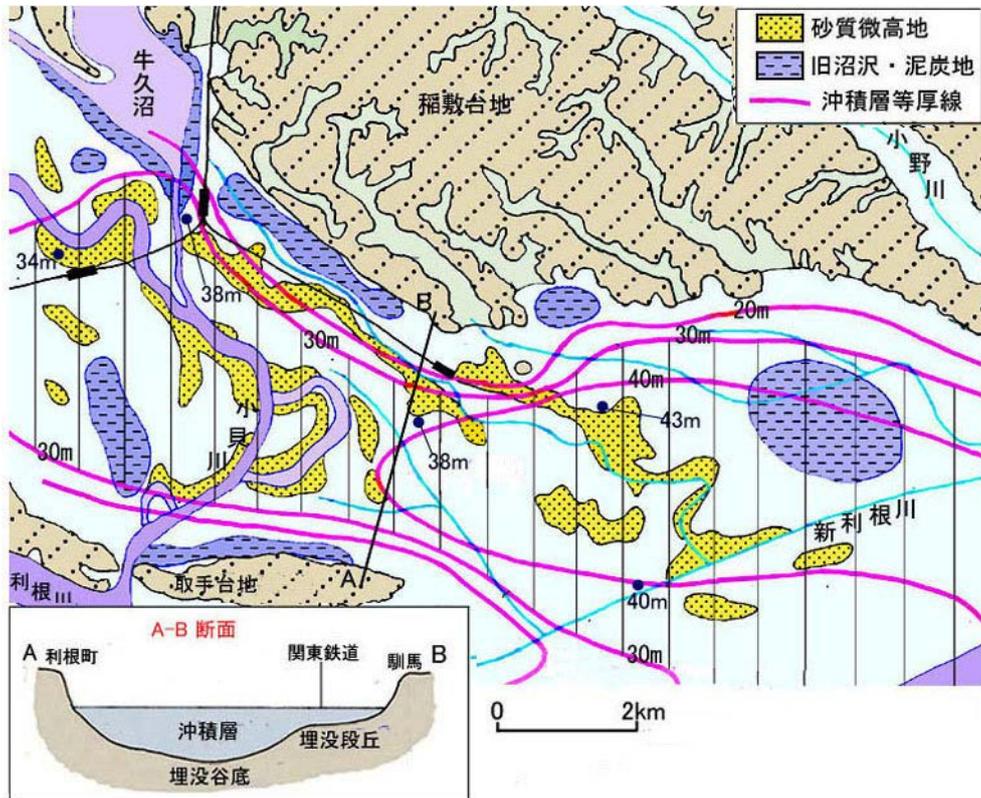


図4 地盤条件図
砂質微高地は図2に基づく 青丸は主要ボーリング地点

小貝川低地のほぼ中央部には氷河期に削りこまれた深い谷があり、N 値が 0～1 と軟弱な泥質の沖積層で埋められています(図 3 の①, ②)。その厚さは市域東部で 40 m を超えます(図 4)。最も悪い第 3 種地盤に分類される沖積層厚 30 m 以上の地域は、低地中央を小貝川西方にまで続いています。

関東鉄道龍ヶ崎線のあたりから台地際までの間には地下に卓状の地形、いわゆる埋没段丘が存在し、沖積層は薄くなっています。龍ヶ崎中心市街はこの埋没段丘の境界付近にあります。台地際には表層が有機質土(泥炭など)である非常に軟弱な地層が分布しており(図 3 の⑦)、台地際は河川の堆積作用から取り残されて沼沢地が多数出現したと考えられます。牛久沼周辺にも厚い泥炭層があります(図 3 の①)。このような表層が非常に軟弱なところも最も悪い第 3 種地盤です。最近まで沼沢地であったところも表層が非常に軟弱と推定されます。

江川沿いなどにある自然堤防は主として砂で構成されていますが、その表層部の N 値は小さくて締りの非常にゆるい地層です。自然堤防以外の低地部は後背低地と呼ばれ一般に泥質ですが、ここにも砂層はかなりの程度分布します(図 3 の①, ⑥)。なお、自然堤防と後背低地の境界は不明瞭で、その判定にはかなりの主観が伴っています。

台地内の谷底における沖積層の厚さは数 m 程度です。これは台地表層が侵食・堆積したものなので、主としてローム起源で泥質ですが、砂質部も多少あります。排水条件の悪い凹地状のところは多いので、有機質土がかなり広く分布します。台地面の表層には N 値が 10 未満のかなり軟らかいローム層と常総粘土層が厚さ数 m あり(図 3 の④)、関東平野以外の他地域の洪積台地に比べ地震時の震動を少し大きくしています。

地震動の強さを示す最大加速度の地形によるおおよその違いは、軟らかい沖積層よりなる河川・海岸の低地を 1.0 として、かなり締まった砂質層よりなる洪積台地では 0.75 程度(震度では 1 ほど小)、砂礫質の扇状地平野では 0.85 程度(震度では 0.5 ほど小)などとなっています。1923 年関東地震のときの東京における住家全壊率から推定される震度は、武蔵野台地(筑波・稲敷台地などと同じローム台地)で 5 強程度、沖積層の厚い荒川低地中央部では 6 強～7、沖積層の薄い埋没段丘部(日本橋・銀座など)では 6 弱程度、台地内谷底の旧沼沢地では 6 強～7 という明らかな違いが認められました。

このようなことに基づき地震時の揺れ(震度)の地形による違いを大まかに示すと、小貝川低地中央の沖積層厚 30 m 以上地域(第 3 種地盤域)に比べ、台地際の埋没段丘部では震度は 0.5 程度小、北部台地面では震度で 1 程度小、台地内谷底では 0.5 程度小となります。ただし旧沼沢地・泥炭地では埋没段丘部にあっても第 3 種地盤域と同じ強い揺れになります。また、自然堤防部での揺れの低下は一般に小さいと考えられます。

各種のハザードマップ類(龍ヶ崎市地震ハザードマップ、国土庁の土地保全図など)では、沖積層厚の条件が取り入れられていないのが大部分です。また、自然堤防に相当すると思われる地形での震動低下が過大に評価されているようです(図 5)。地震動予測地図(地震調査研究推進本部、2013 年版)では、今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率が、龍ヶ崎北部の台地面で 40% 程度、台地内の谷底低地で 60% 程度、龍ヶ崎南部の小貝川低地では、自然堤防に相当すると思われる地形で 65%、それ以外の低地部の全域で 80% 程度とされています。

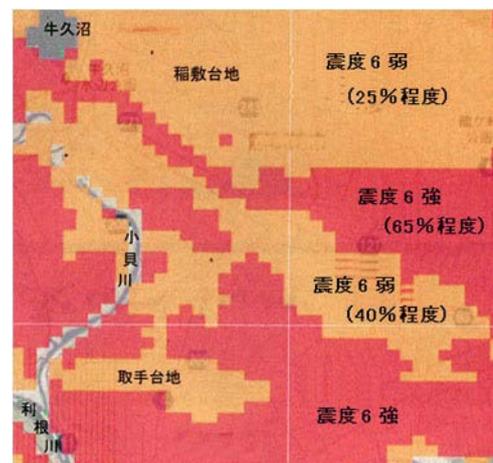


図 5 今後 30 年で 6% 確率の計測震度 (地震調査研究推進本部、2010 年版) 括弧内は 30 年で震度 6 弱以上の確率

3. 砂質層の液状化

液状化は地下水で隙間が満たされた締まりの緩い(N 値がほぼ 10 未満の)砂の層で生じます。締まりが緩いと隙間は多く、砂粒子はお互いに角を突っ張りあって全体を支えています。地震により繰

り返し揺すられるとこの突っ張りあいがはずれ、圧力を高めた水の中に砂粒子が浮いた状態になります。これが液状化です。圧力を高めた水が砂と共に地上に噴き出すと、地層の中身が抜け出したことになり亀裂・陥没・流動などの地盤変形が生じます。地震動の主力であるS波は液体中を伝わらないので、液状化は震動を弱くします。被害はもっぱら基礎地盤の変形や破壊によってひき起こされます。震動の直接作用による建物の破壊は、強い揺れの続く数十秒ほどの短時間に起こるのに対し、液状化による建物の傾斜や沈下はこれよりも長い時間(数分～数時間)かけて進行します。このため人命への危険は非常に小さくなります。

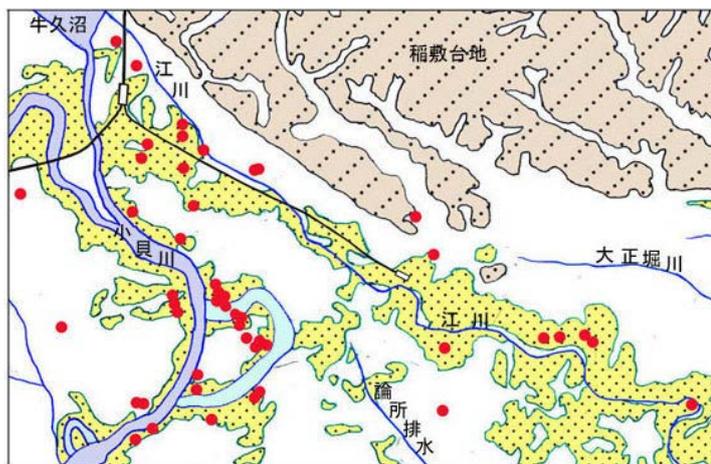


図6 2011年東日本大震災時の液状化による噴水・噴砂の発生地点(地盤工学会の調査)

液状化が発生しやすいのは、地下水位が高くて地表近くまで地下水で飽和した深さほぼ15m以内の締りのゆるい砂質層です。このような地層は、小貝川低地内の全域にわたって多かれ少なかれ分布します。一般に自然堤防は砂質ですが(図3の⑤)、この地域の自然堤防の規模は小さくて、かならずしも砂が卓越するというわけではありません。後背低地部でも、図3の③や⑥のように、表層にN値の小さい砂層が分布します。

2011年の東北地方太平洋沖地震では、強い震動が長く続いたこともあって、液状化が大規模・広範囲に発生しました。龍ヶ崎南部の低地では液状化による噴水・噴砂の発生が、地盤工学会の調査で40箇所ほど認められています(図6)。その2/3は自然堤防部(国土地理院の土地条件図による)におけるものですが、それ以外の後背低地部でも全体の1/3が生じています。ほぼ総てが水田で起こったもので、これによる建物などへの被害はありませんでした。

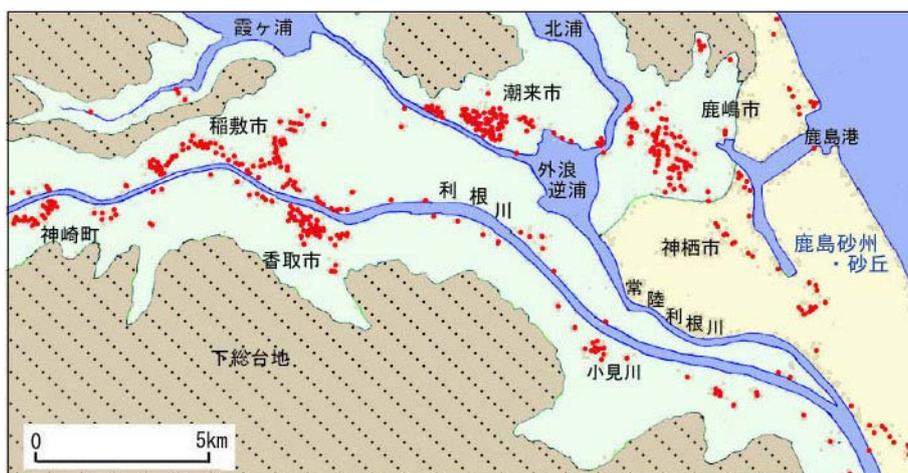


図7 2011年東日本大震災時の利根川・霞ヶ浦低地における液状化発生地点(地盤工学会の調査資料)

龍ヶ崎から20～50km東方の利根川・霞ヶ浦低地では、液状化が大規模に発生し、5千棟を超える住家が全半壊の被害を受けました。ここは鹿嶋砂丘により閉ざされた渦起源の低湿地で、低地全域が液状化の非常に起こりやすい地形に相当します。しかし、液状化の集中発生はかなり局地的であり(図7)、液状化発生に関わる地層の条件が多様であることを示します。液状化は線状に発生しているところがかかなりあり、最近の旧河道部で危険が大きいことがうかがわれます。沿岸部では本震の30分後に起こったM7.7の余震が強い揺れを示し、液状化を激しくしました。

4. 被害を及ぼす地震

関東地方の地下には、北米の大陸プレートの下に東から太平洋プレートが沈み込み、さらに南方からフィリピン海プレートが太平洋プレートの上に潜り込んでいて、世界でも有数な地震頻発地帯になっています。太平洋プレートが沈み込むところが日本海溝、フィリピン海プレートが沈み込むところが相模トラフ・南海トラフで、これらはいわば巨大活断層です。

茨城南部に影響を与える地震には、① 関東平野南部の地下で起こる直下型地震、② 日本海溝の陸側の茨城・福島沖で起こるプレート境界地震、③ 相模トラフで起こるプレート境界地震があります。なお、この地域には地表にずれを起こしている活断層は認められません。

頻繁に起こっているのが①です。これは主として、フィリピン海プレートと北米プレートとが接触している付近で起こっています。接触面は地下 50～70 km ぐらいのところにあるので、震源の深さもそれくらいです。マグニチュード (M) は一般に 5 以下、せいぜい 6 クラスであり、震源はかなり深くでそれだけ遠く離れているので、地表での震度は弱まってほぼ 5 強まで、地盤のとくに悪いところでも最大で 6 弱程度です。なお、M7.0 の地震による震度 6 弱以上の強震域は、震央から 30～40 km 程度の距離内です。

1895 年の「霞ヶ浦付近の地震」は M7.2 で 1995 年兵庫県南部地震(阪神大震災)に近い規模でしたが、茨城県全体の被害は死者 4、家屋全壊 37 など、あまり大きくはありませんでした。茨城南部台地面における震度はほぼ 5 強以下です。被災範囲は広がったので、震源は 50 km よりもかなり深かったと推定されます。1921 年の「龍ヶ崎の地震」は M7.0、深さ 60 km で、震源は阿見付近の真下であったようです。被害は龍ヶ崎も含めほとんどありませんでした。このような昔の地震の M は大きく見積もりすぎで、実際はこれより 0.5 ほど小さいとした方がよいようです。

②は日本海溝でのプレート沈み込みによって、プレート境界およびプレート内部で発生する地震で、M8 以上の巨大地震が起こります。2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) は既往最大の規模で、茨城南部(震源距離およそ 350 km)では震度 6 弱～5 強、龍ヶ崎(震度計設置地点は埋没段丘上の市役所)では震度 5 強でした。

茨城沖の鹿島灘では M7 クラスがかなり発生します。その最大のもは東北地方太平洋沖地震の余震の M7.7 で、茨城南部(震源距離およそ 100 km)では震度 5 強以下でした。②の地震は、震源からかなり離れているものの M は大きく、プレート沈み込みに伴う地震で発生頻度は大きいので、①の地震よりも大きな影響を与えています。なお地殻の構造から、地震波は日本海溝に沿って南に伝わりやすいので、三陸～福島沖の地震でも関東地方に強い揺れを伝えます。

③は 1923 年関東地震、1703 年元禄地震などの相模湾～房総南方沖で起こる M8 クラスの地震で、震源からの距離は 100 km 以上です。相模湾域では 90 年前の大正関東地震によってひずみが解消されているので、ここ 100 年ぐらいは大きな地震は起こらないと考えられています。大正関東地震のときの茨城南部における震度は、台地面で 5 弱以下でした。

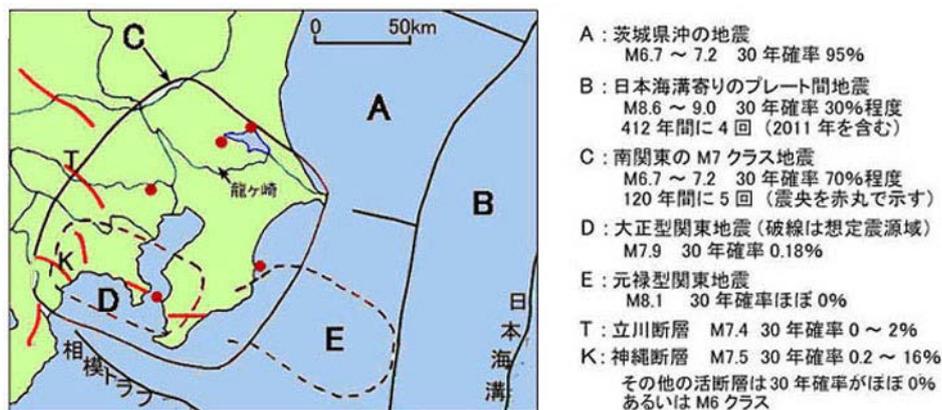


図 8 茨城南部に被害を及ぼす地震の震源域と活断層(地震調査研究推進本部資料)

海域の主要震源域や内陸活断層の活動による地震の発生確率などが、地震調査研究推進本部により示されています(図8)。茨城県沖の領域(A)では、M6.7以上の地震が平均間隔約22年で発生しており、今後30年以内に起こる確率は90%以上と評価されています。日本海溝沿いのB領域では、約100年の間隔で巨大地震が発生しており、2011年に起こってはいるものの、30年発生確率は30%程度とされています。2011年の地震の震源域の南の房総東方沖では、1677年の延宝地震(M8.0)以降起こっていないので、巨大地震の発生が懸念されています。

関東南部のC領域ではM7クラスの地震が120年間に5回(1921年龍ヶ崎の地震を含む)あり、平均間隔24年で、30年発生確率は70%程度と評価されています。一回のM7地震の強震動域はこの広いC領域の半分以下であるので、実質的な確率はこれよりもかなり小さいとみた方がよいでしょう。

最も近い活断層は立川断層ですが、これが活動した場合の茨城南部における震度は5強以下とされています。発生したら被害は巨大になる首都直下地震でもほぼ5強です。なお、震度計により自動決定される計測震度(1998年から全面採用)は、それ以前の震度よりもかなり大きめの値を示すことが多く、被害との関係が不明瞭になっています。

5. 過去の地震被害

2011年東日本大震災による茨城県の被害は、死者25人、住家全半壊2.1万棟などで、これまでにない大きな規模でした。この85%は震源により近く、また液状化や津波も被った太平洋沿岸部に生じました。内陸部にある県南地方(14市町村)の被害は、死者3人、住家全壊217棟、半壊1,327棟、一部破損24,561棟などで、実数では関東震災のそれをかなり上回り、被害率ではほぼ同じ程度でした。龍ヶ崎市では死者1、全壊1、半壊42、一部破損4,934と、周辺市町村に比べ一段と小さいものでした(図9)。

住家全壊率は震度に読み替えられます。県南平均の住家全壊率は0.06%で震度5弱相当(計測震度以前の旧震度で推定)でした。被害は利根川低地域でより大きく、稲敷市では震度6弱に近い大きさでした。これらはかなり広い市域の平均であり、局地的にはもっと大きな震度を示したはずです。気象庁の震度(加速度計による計測震度)は、半分の7市町で震度6弱となっていますが、その下限に近い5.5~5.7が大部分でした(計測震度は小数点以下を四捨五入して示している)。

強震動の継続時間が4分ほどと極めて長く、また、鹿島灘でM7.7の大きな余震が30分後に発生したので、利根川・霞ヶ浦低地において大規模に液状化が起きました。ここは鹿島砂丘と利根川運搬土砂により閉ざされた湧起源の低湿地で干拓地は多く、全般的に砂層が卓越し、液状化の非常に起こりやすい地形です。しかし、液状化の集中発生はかなり局地的です(図5)。

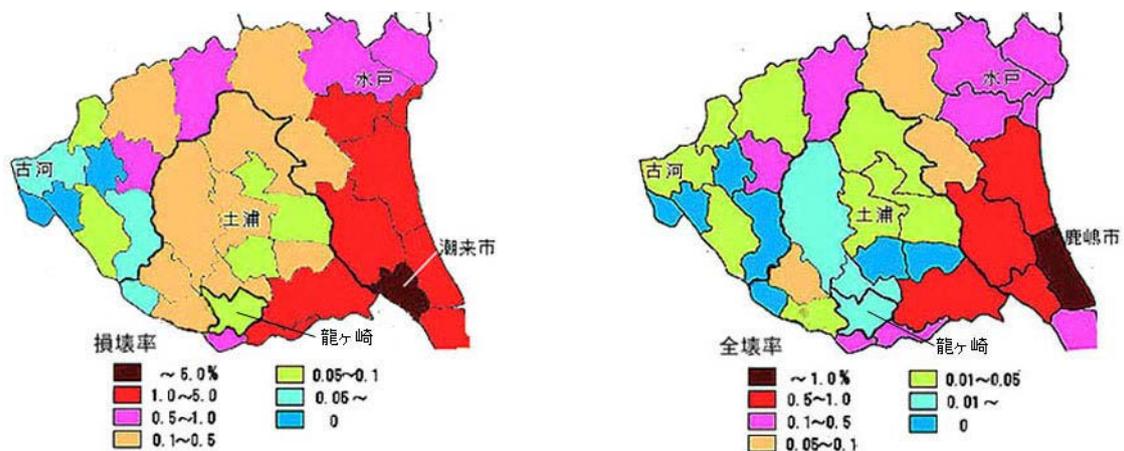


図9 2011年東北地方太平洋沖地震による茨城県南部の住家被害率
 $\text{損壊率} = (\text{全壊数} + \text{半壊数} \times 0.5) / \text{総世帯数}$

小貝川低地では液状化は主として水田において散発的に発生しただけです。液状化が多く発生した4市(鹿嶋・神栖・潮来・稲敷)の住家全半壊は6,500棟でこの大部分が液状化によると思われます。津波の高さは銚田・鹿嶋・神栖海岸で4～7m, 浸水面積8km(平均侵入距離では150m)でした。

1923年関東地震(震源からの距離100km以上)による県南(稲敷・新治・筑波・北相馬の4郡)の被害は死者1人, 住家全壊26戸, 半壊62戸, 全壊率0.1%でした(全県の被害は死者5, 全壊137, 半壊342)。龍ヶ崎地区では全壊5戸(龍ヶ崎町3, 駒柴村1, 川原代村1), 半壊3戸(龍ヶ崎町)で, 全壊率は龍ヶ崎町において0.02%でした(図10)。

被害は小貝川・鬼怒川・利根川低地にほぼ限られました。とくに水海道～下妻間で大きく, 全壊率1%を超える震度6弱の町村がかなりありました。2011年地震でも下妻市では全壊率0.26%と周辺よりも1桁大きい値を示しました。一方, 台地部では震度5弱以下でした。かつては町村数が多くてそれぞれの面積が狭いので, 町村別被害から地形・地盤の影響を知ることができましたが, 現在ではこれがほとんど不可能になっています。

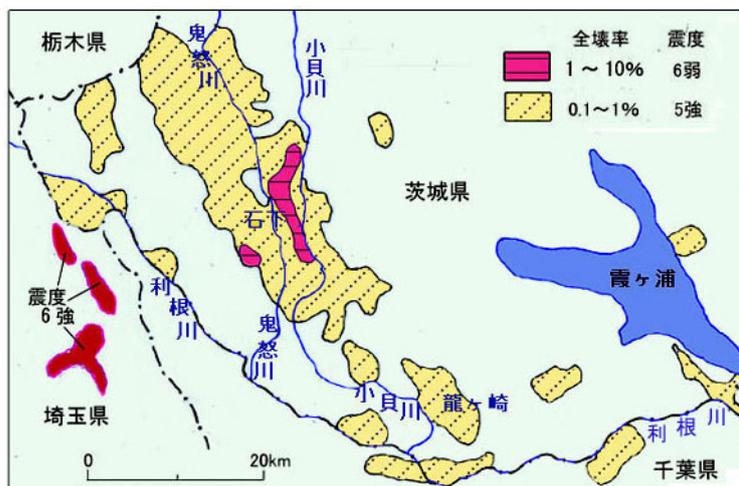


図10 1923年関東地震による住家被害率

直下型地震で被害の最も大きかったのは, 1895年の霞ヶ浦北部を震央とするM7.2の地震です。被害は鹿島郡を中心に全県で死者4, 全壊37, 半壊53で, 関東地震とほぼ同じ大きさでした。龍ヶ崎町が属する稲敷郡での被害は報告されていません。1921年龍ヶ崎の地震(M7.0, 深さ60km)では最大震度4で被害は極めてわずかであり, 龍ヶ崎で墓石多く倒れ田畑・道路に亀裂, と記されている程度でした。

2011年地震の震源域の南, 房総東方沖にある大地震の空白域における巨大地震の発生が懸念されています。この海域では1677年に延宝地震(M8.0)が起こっており, 大きな津波被害が発生しました。陸上の被害の記録は少ないので規模のわりには震動が弱いという津波地震と考えられます。2011年の地震もかなり津波地震的でした。延宝地震の推定震源(犬吠埼東南東80km)から県南までの距離は150km以上あるので, M8.0地震による震度は5強を超えることはないでしょう。津波地震であれば揺れはさらに小さくなります。県南地域において予想される地震の震度と被害は, 2011年のそれが最大規模と考えられます。

6. 利根水系河川の治水

徳川幕府は1600年代前半から, 新田開発・洪水防御・舟運などのために, 利根川など関東平野の諸河川の流路を大きく付替える大規模な土木工事を実施しました。利根川はかつて南へ流れ東京湾に流入していたのですが, 平野中央にある分水界の台地を関宿において開削して, 東に流れる常陸川に接続させるという河道付替え工事を1621年から行いました。これによって各河川の流域面積は大きく変わり, 旧常陸川は旧利根川や渡良瀬川などが流す大流量の洪水を引き受けることになりました。

1629年には水海道の南において鬼怒川と小貝川とを分離し, 台地を4km開削して鬼怒川を利根川(旧常陸川)に合流させる工事を行いました(図11)。また, 1630年には戸田井と羽根野の間で取手台地を開削し, 押付にて小貝川を利根川に合流させました。これらの河道付替えによりこれまで放

置されていた鬼怒川・小貝川低湿地の利用が可能になり、灌漑用に福岡堰・岡堰・豊田堰の三大堰などを設けて、新田が開発されることとなりました。

もともと常陸川は取手台地のすぐ南を流れていたのですが、1630年に我孫子台地東端を布川と布佐の間において開削して、流路を南に移しました。現在もここは河幅が著しく狭い狭さく部になっています。新利根川は1660年ごろ開削が始められたほぼ人工

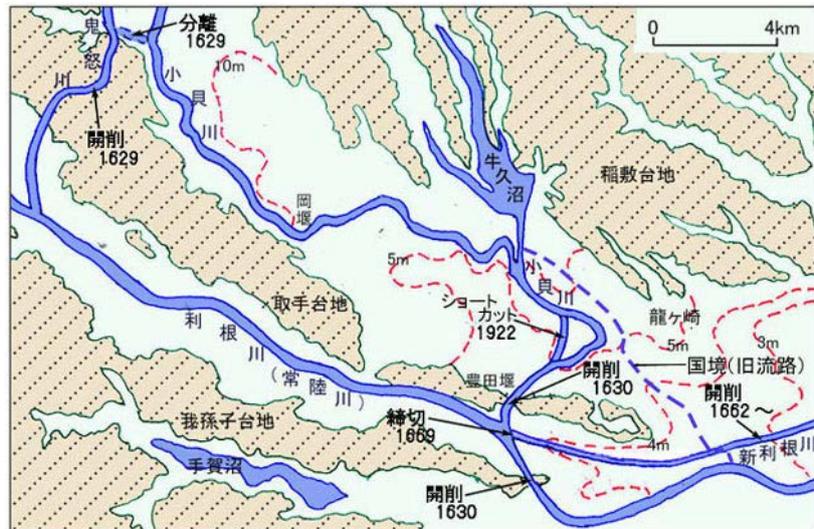


図 11 利根水系河川の流路変遷

の河川で、かつてその上流端は利根川に接続していました。1922年には高須における小貝川の曲流部がショートカットされました。明治・大正期の地形図にはこれらの河道変遷の痕跡が認められます。鬼怒川・小貝川の低地の幅は常陸川の低地に比べ広くて、ここを大流量の河川が流れ関東平野東部の主河道であったことが分かります。鬼怒川と分離されている現在の小貝川は、上流に山地を持たない平地河川であり、農業用水の取水用河川となっています。

大きな流路変更が行われた河川において氾濫が生じた場合、一般に洪水の主流は自然地形の傾斜方向に向かっていった元の流路をたどって流れ下ります。龍ヶ崎南部の低地では、小貝川(実際には鬼怒川)は中世には牛久沼の南から南東に向け流れていたと推定され、低地表面はこの方向に傾斜しています。このため低地を横断するように付替えられた現小貝川は、いつも左岸(東側)に氾濫し、南東に向け浸水域を広げることを繰り返しています。

7. 利根川・小貝川の堤防

現在、利根川は最重要のA級河川とされ、200年に1回の確率で生じる大雨の、鬼怒川・小貝川などの支川は100年に1回の確率の大雨による洪水氾濫を防ぐように治水計画がたてられています。ただし、小貝川最下流部(常磐線鉄橋から合流点まで)については、利根川からの逆流が加わるおそれがあるので、利根川なみに200年の確率規模で計画されています。

これらの確率の雨量が何mmになるかは、明治30年代ごろから得られる100年ほどの期間についての雨量観測データの統計処理により求めています。大流域の利根川水系では流域平均3日雨量に基づいていますが、この雨量は、小貝川の基準地点とされている黒子(筑西市)において301mm、鬼怒川では石井(宇都宮市)において362mmと計算されています。この計画降雨により生じる最大流量を氾濫させないように、ダム・遊水地をつくり、河川敷幅と堤防の高さを決めます。

小貝川では黒子地点の最大流量が毎秒1,950m³で、このうち650m³を遊水地で一時貯留し、河道を流れる最大流量である計画高水流量を1,300m³としています。鬼怒川では水海道地点における計画高水流量が5,000m³です。利根川本川では、最大流量22,000m³(八斗島地点)のうち5,500m³を、上流に造られている6ダムなどで調節する計画になっています。

この計画高水流量により各地点で生じる最大水位を計画高水位と呼び、これが計画の基本数値になります。堤防の上面(天端)の高さは、波・うねりなどによる水位上昇に対処するために、計画高水位よりもかなり高くつくられます。この余裕高の基準値は、利根川下流部で2.0m、小貝川規模の河川で1.0mです。

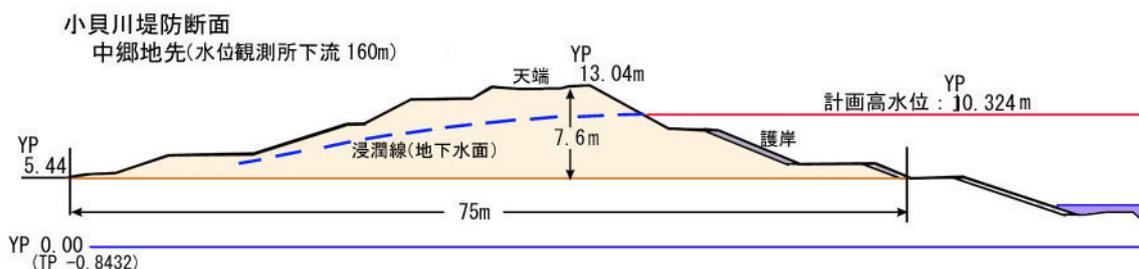


図 12 小貝川堤防の断面(国土交通省資料)

堤防の高さや水位はある基準面からの比高を示すもので、基準面のとり方によりそれらの値は違ってきます。河川分野では各水系独自の工事基準面というものを使用しています。利根川では Y.P. と呼ばれる江戸川工事基準面に拠っており、全国共通の基準面である東京湾平均海面(T.P.)よりも 0.8432 m 低くとっています。さらに観測地点ごとの独自の基準面(零点高)があり、一般に示される河川水位はこれに拠っています。

川原代町の中郷水位観測点における小貝川の計画高水位は Y.P. 10.339 m で、天端高との間にはそ 2.7 m という大きな差(余裕高)があります。堤防の高さ(天端と堤内地地盤高との比高)は 7.6 m、堤防幅はその約 10 倍の 75 m です(図 12)。堤防側面(のり面)の勾配は 1/5 を基準としていますが、ここ中郷では少し急な 1/4.5 です。天端幅は 7.5 m で利根川なみに広くとられています。河川側のり面の下半分には護岸(コンクリートブロック貼り付け)があります。これは水の浸透や河流の侵食を防ぐためのものです。上半部には護岸がなく、高水位時の浸透や侵食に対する対策が十分ではありません。流域の広い利根川の洪水では高水位が長く継続するので、その逆流をうける小貝川下流部では高水位が長く続いて浸透作用が大きくなる可能性があります。

中郷水位観測点における氾濫危険水位(暫定値)は 9.65 m、避難判断水位(暫定値)は 9.45 m で、避難行動を始動する目安となる避難判断水位は、天端から 3.6 m 下方にあります。2015 年 9 月洪水のときの水海道における鬼怒川の水水位観測データでは、増水が速かった早朝の時間帯において水位が 3.6 m 上昇するのにおよそ 4 時間かかりました。

8. 小貝川の洪水

小貝川下流部における堤防決壊による洪水は、1742 年(寛保 2 年)以降 14 回(決壊箇所数 18)起こったという記録があります(図 13)。このうち右岸側(藤代側)は 1950 年の 1 回だけで、低地面の傾斜方向に(かつて鬼怒川が流れていた方向に)洪水が向かう傾向が非常に強いことがよくわかります。高須の曲流部がショートカットされる以前には、決壊はこの曲流部付近と利根川合流点付近で多く生じています。豊田では 5 回も決壊が起きました。

合流点の上流では本流の高水位の影響をうけて決壊が生じやすいので、小貝川流域では雨が少なくても利根川上流山地で大雨が降ると、小貝川が洪水になります。布川の狭さく部は合流点付近での利根川水位をより高くします。1935 年 9 月には利根川からの逆

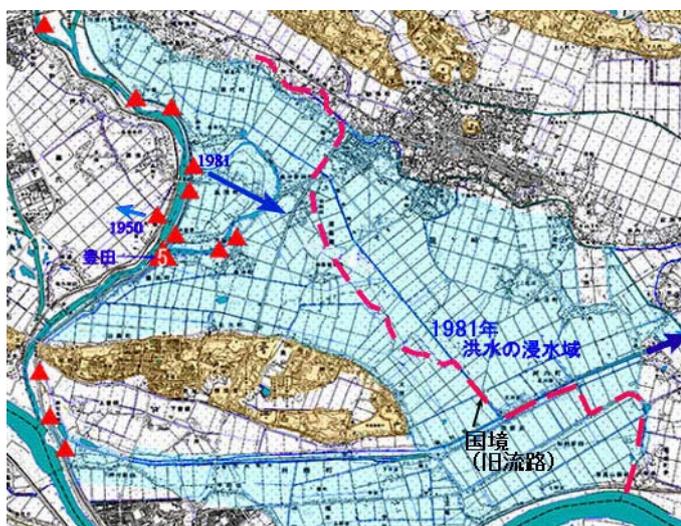


図 13 小貝川破堤箇所と 1981 年洪水の氾濫域
赤鎖線はかつての常陸国と下総国との境界

流によって高須橋下流で左岸堤防が破堤し、東村までの百数十 km³ (1981 年洪水の 5 倍程度) が浸水を被りました。

平野部で大雨が降ると小貝川自体の流量が大きくなって氾濫が生じます。1938 年 6 月の洪水はこのタイプで、牛久沼の南方で破堤して 140 km³ が浸水しました。石下町豊田などで破堤氾濫が生じた 1986 年 8 月の洪水もこのタイプです。1950 年のように藤代側に氾濫すると小貝川堤防により流下が妨げられるので、堤防際から上流方向へと流入量と地形に応じて浸水域が広がり、長期間滞水し浸水深は大きくなります。

1981 年の龍ヶ崎・高須橋上流における破堤は、旧河川を締め切り、農業用水用の水門が設けられていたところで生じました。これは破堤が起きやすい河道条件です。小貝川の水位は堤防の上面(天端)から 3.5 m も下にあり、また、利根川からの逆流により流れはほぼ停滞していたので、破堤には漏水が大きいかかわったと推定されます。高須橋のすぐ上流であり、橋脚により流れが乱され渦を巻くなど、橋の存在が多少関係していた可能性もあります。この 5 年後の石下町豊田における破堤は水門設置箇所でも起こり、漏水進行による堤防破壊の経過が連続写真に撮られています。

龍ヶ崎南部の小貝川低地は東南東に向け傾斜しています。牛久沼の南方から江川沿いに東南東方向へほぼ連続する自然堤防列は比高が 1 m 以下と低いものの、これまでの小貝川氾濫の浸水域の北限を常に決めています。南部では西方から伸びだしている取手台地が浸水域の境界になります。破堤が牛久沼の南から羽根野(取手台地端)の間のどこで起こっても、氾濫域は江川自然堤防列と取手台地の間に広がり、新利根川方向に流れます。氾濫の規模が大きかった 1935 年の洪水でも、江川自然堤防列が浸水域の限界になっていました。中心市街の南の江川左岸にはかつて低い堤防(並木堤)を設けて、比高の小さい自然堤防上に立地する市街地への浸水を防ぐ備えとしていました。

利根川の左岸で破堤氾濫が起こるとしたら、布川の著しい狭窄部から小貝川合流点の間の延長 2 km 区間においてその可能性が大きいのですが、この場合氾濫流の主流は新利根川沿いに東に向かうので、龍ヶ崎東部の地盤高の低い地域だけが浸水を被りやすいといえるでしょう。牛久沼の水位が上昇して溢れる場合には、浸水域が東に拡大することはなく、沼周辺低地の内水氾濫のかたちをとります。

水の流れる速度は水深が小さいほど、また地面の勾配が小さいほど遅くなります。日本の大きな河川をつくる平野の勾配は一般に 1/1,000 以下であり、河口近くのデルタ域では 1/5,000 以下にもなります。このような緩い勾配を持つ広い平野で氾濫が生じると、氾濫水は広がって水深が小さくなることも加わり、破堤口近くは別として、その氾濫域の広がる速度はおおよそ人がゆっくりと歩く程度です。

小貝川低地の平均勾配は 1/2,500 で、1981 年洪水の氾濫域先端の平均拡がり速度は時速 200 ~ 500 m でした。1935 年の洪水では高須橋南の破堤口から南東に 3 km 離れた押戸に洪水が達したのは 3 時間後でした。このときの氾濫規模は大きくて水深も大きかったのですが、それでも進行速度は時速 1 km ほどでした。河川低地内には道路・自然堤防・集落・樹林など流れの妨げとなる地形・地物があるので、氾濫流の進行はこのように遅くなります。破堤洪水に直面した場合、そこからの距離により到達時間を目算し、余裕を持って家財等の退避や避難を行うことが望まれます。氾濫水深は一般に 1 m 前後なので、自然堤防上など小高いところにあれば、避難よりも家を浸水から守るなどの対策を優先したほうがよいでしょう。

流れの中にある物体が受ける力(流体力)は、流速の 2 乗と水深とを掛けた大きさと与えられます。流速は水深が大きいほど、また地面の勾配が大きいほど速くなるので、結局、勾配の大きい場所における水深の深い流れは、建物や人を押し流す力を持つに至ります。山地内や山麓ではこの流体力の大きい激しい流れが生じて危険ですが、平野内においても地形・地物の配列の仕方によっては、局地的に流れの幅が狭められて水深と流速の大きい洪水流が生じ、人が流され家屋が流失することが起きるおそれがあるので注意しなければなりません。

9. 洪水氾濫予測

洪水の危険度・危険域の判定方法には、水流の運動を表現する式を使用した氾濫数値シミュレーションがあります。洪水ハザードマップの多くはこの方法により作成されています。

まず対象とする領域を多数の正方形メッシュに区画し(広い平野では一般に間隔 50 ~ 250 m 程度), 各メッシュの代表地盤高を数値地図などにより与えます。破堤洪水の場合には, 破堤のメッシュを決め, そこからの流入量を時間的に変化させてインプットします。この流入があった場合に各メッシュ境界を流れる流量を, 水流運動の式を使用して計算します。これは, 水位(水深+地盤高)勾配によって決まる流動力および流れの慣性力と, 地表面の抵抗力とが釣り合って水が運動することを示す式です。ついで, 各メッシュについて流入量と流出量との差から, つぎの時点のメッシュ中央における水深を求めます。この新たな水深を使って次のステップの境界流量を求めます。この計算

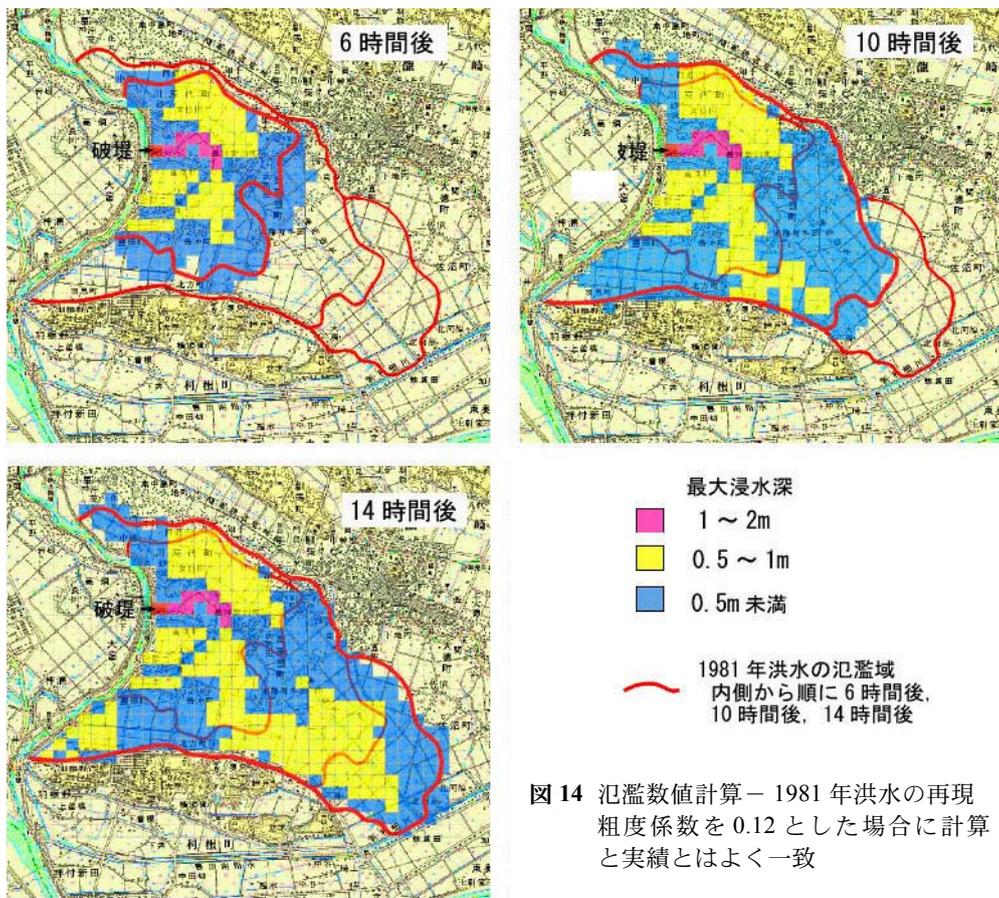


図 14 氾濫数値計算 - 1981 年洪水の再現粗度係数を 0.12 とした場合に計算と実績とはよく一致

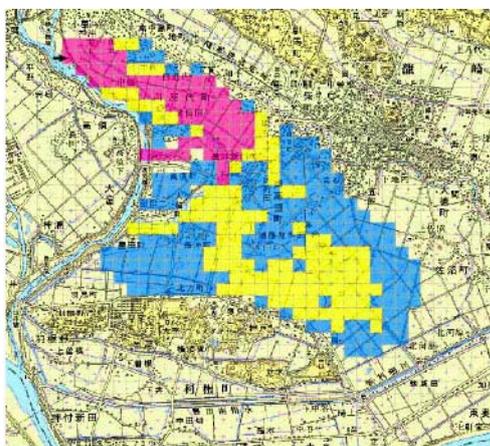


図 15 氾濫数値計算 - 上流部で破堤の場合

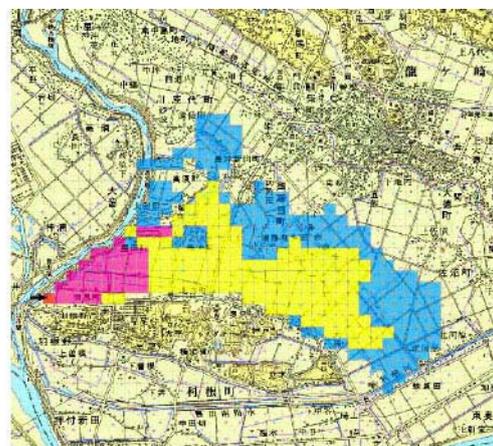


図 16 氾濫数値計算 - 下流部で破堤の場合

を、全メッシュについて秒単位の時間間隔で、非常に多数回繰り返すということにより、氾濫現象を時間的に進行させます。

任意に与える設定条件は、破堤地点およびそこから流入量の時間経過（河川水位の時間変化を示すハイドログラフなどによる）、地表面抵抗（粗度係数）などです。流れに対する地表面の抵抗は水の運動に大きな影響を与えますが、これには実際の氾濫事例などにより得られる経験的な値を与えます。この計算により、氾濫水の到達時間、各時点の水深分布、最大水深分布、流体力分布などがわかります。

1981年の小貝川破堤氾濫では、空中写真により浸水域拡大の時間経過が記録されています。このときの破堤10時間後の氾濫域が再現できる粗度係数として0.12（平野河川の3.5倍程度）が得られたので、この条件のもとで氾濫計算を行い、6時間後、10時間後および14時間後の最大浸水深分布を示したのが図14です。格子メッシュの幅は200m、計算の時間間隔は6秒です。標高はコンター間隔1mの地形図からの読み取りにより、0.1m単位で与えています。ハイドログラフは利根川合流点近くの押付における観測記録を使用しています。

数値計算は10時間後でよく合う粗度係数を与えておこなったものですが、14時間後時点でもよく一致しています。6時間後時点では計算と実績の差がややありますが、これは、流れを一時的に止めた路盤の高い県道があること、現河道・旧河道近くでは自然堤防が多くて粗度係数がより大きいことなどのため、いわば当然の結果です。これまでの洪水と同じように氾濫水は、北では江川沿いの低い自然堤防に、南は取手台地に制約されて、東南東方向に流下しています。

龍ヶ崎市域における小貝川河道の最上流部および最下流部で破堤させた場合の14時間後の数値計算結果が、図15および16です。ハイドログラフは図14（1981年洪水）と同じものを与えています。水の運動は地盤高分布に支配され、これら3ケースのいずれも類似の浸水域となっています。ただし、図13の場合には側面の制約がないので広く拡散し水深は小さくなっているのに対し、他の2ケースでは拡がり制約されるので、水深大のメッシュが多くなっています。図15の場合には、破堤地点の地盤高は低くて堤内地の勾配は小さいので氾濫流入量はより少なく、浸水域は狭くなっています。

縣市町村等が公表しているハザードマップのほとんどは、設定条件として降雨の強度あるいは確率規模が記されているだけで、それ以外の条件や作成・計算の方法は示されていません。図示されているのは最大浸水域と水深区分です。おそらく、多数地点で氾濫させるか、あるいは本川の洪水位を平野内に延長して、可能最大規模の浸水域および浸水深を表示していると思われます。この場合、地盤高分布をほぼそのまま反映した浸水深の分布が示されるはずですが、実際の図では必ずしもそうならないおらず、地形を反映しないような複雑な水深分布が表現されています。洪水危険情報では、水深とその分布（浸水域）に加え、流れの強さを示す流体力や洪水到達時間なども重要です。

10. 内水氾濫

平坦な土地に強い雨が降ると、雨水がはけきらずに地面に溜まります。より低いところには周囲の小高いところから水が流れ込んできます。排水用の水路は水位を増して真っ先に溢れ出します。このようにして起こる洪水を内水氾濫と呼び、大きな本川堤防が切れたり溢れたりして生じる外水氾濫と区別しています。

通常、台地・丘陵内の小河川が谷底低地内に氾濫する場合や、平野内に水源をもつかなり大きな河川（排水河川）が溢れる場合にも、内水氾濫としています。龍ヶ崎では利根川と小貝川が本川で、それ以外の河川・水路の氾濫水は内水になるでしょう。牛久沼のオーバーフローも内水の氾濫です。

内水滞留の危険が大きいのが明らかなのは凹地状の地形のところですが（図17）、このような自然地形だけでなく、道路建造や盛土地の造成など人為による地形改変も、排水を阻害する大きな要因になっています。実際のところ、内水氾濫がとくに問題になっているのは、市街化地域においてで

す。都市水害と言われているものは都市域における内水氾濫であり、都市の構造がそれを激しくし、また、地下街の浸水など新たな種類の被害をつくりだしています。低所を通る市街地道路の冠水は頻繁に経験するところです。

樹林地・草地・畑・水田などは、雨水を地表面上へ一時貯留し、また地中へ浸透させる働きを持っています。ここが市街地化されると、流域の雨水貯留能力が大きく低下します。また市街地化は道路・駐車場等の舗装などによって雨水が浸透しにくい土地の面積を増大させます。整地・路面舗装・側溝などは雨水流に対する地表面抵抗(粗度)を非常に小さくして流速を大きくします。

このような地表面貯留および地中浸透の減少、表面粗度の低下という雨水流出条件の変化によって、降雨の流出率が増加し、また流れが速くなって周りから低い土地に短時間で集ってくるようになります。流出率のおおよその値は、平らな農耕地が0.5程度であるのに対し、市街地では0.8～0.9ほどに増大します。表面粗度は市街地化の後では以前に比べて数百倍にもなります。この結果として降雨強度は同じであってもピーク時の流量は何倍にも増大して、河道から溢れ出たり堤防を決壊させたりします。

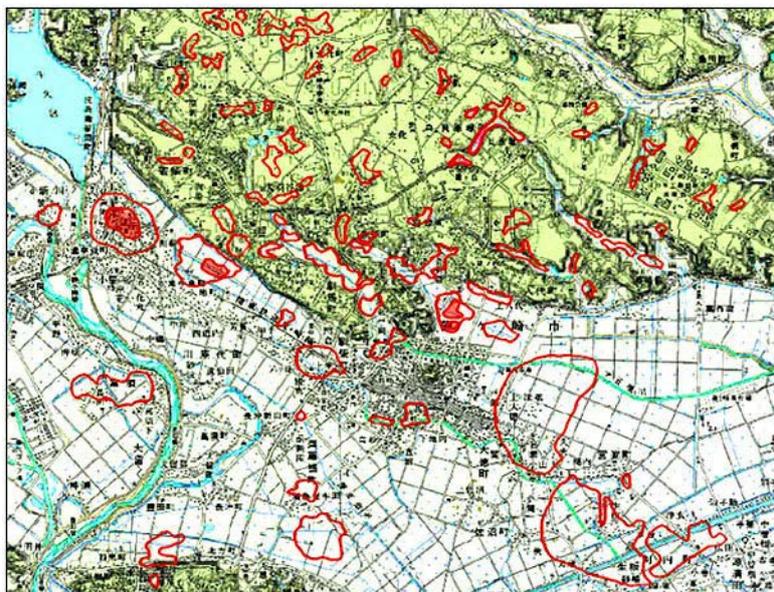


図 17 凹地(排水不良地)の分布
1 m 間隔等高線図から窪んだ箇所を抽出)

内水氾濫の防止対策は、その地区への流入量(降雨量と周辺からの流入量)が流出量を上回らないようにすることです。流入量を減らす方法は、流域内で積極的に雨水の貯留と浸透をはかる、すなわち「流す」のではなくて「溜める」「しみ込ませる」が基本です。大規模開発により雨水の流出条件が大きく変化したニュータウン地区では台地内の谷底に、洪水調整池と呼ばれる小ダムを設け、また、公園・グラウンドなどを配置して、雨水を一時的に溜める対策が採られています。浸水に対して抵抗性のある建築構造や住み方をするという自衛手段も重要です。これには、土手・防水壁・防水扉などで建物を氾濫水から遮断する、盛土やかさ上げにより建物の位置を高くする、1階に重要なものは置かない、などがあります。

11. 台地の崖崩れ

斜面の地層はその表面の傾斜方向に絶えず引っ張られています。この力(滑動力)は斜面傾斜に比例し、斜面が急なほど大きくなります。一方、地層はそれに抵抗する力を働かせて安定を保っています。この抵抗力には土がくっつき合う力(粘着力)と上に載る地層の重さに比例する摩擦力とがあります。大雨や地震により、地層内のある面において滑動力が抵抗力を上回ると、この面で地層が断ち切られて、上の地層が一体として滑り落ちます。大雨による斜面崩壊では、地中に浸透した雨水が摩擦力を低下させることが、崩壊発生の最大の原因です。地震ではその加速度が滑動力を大きくすることが主原因です。どちらの場合にも、外からは容易には分からない一般に複雑な地層内部の状態が大きく関係します。

龍ヶ崎市域では、台地が小貝川低地に面するところ及び台地内の谷の側面に、急傾斜の崖地が存在します(図 18)。その高さはほぼ 15 m までで、10 m 以下が大部分です。龍ヶ崎北部台地の南面崖

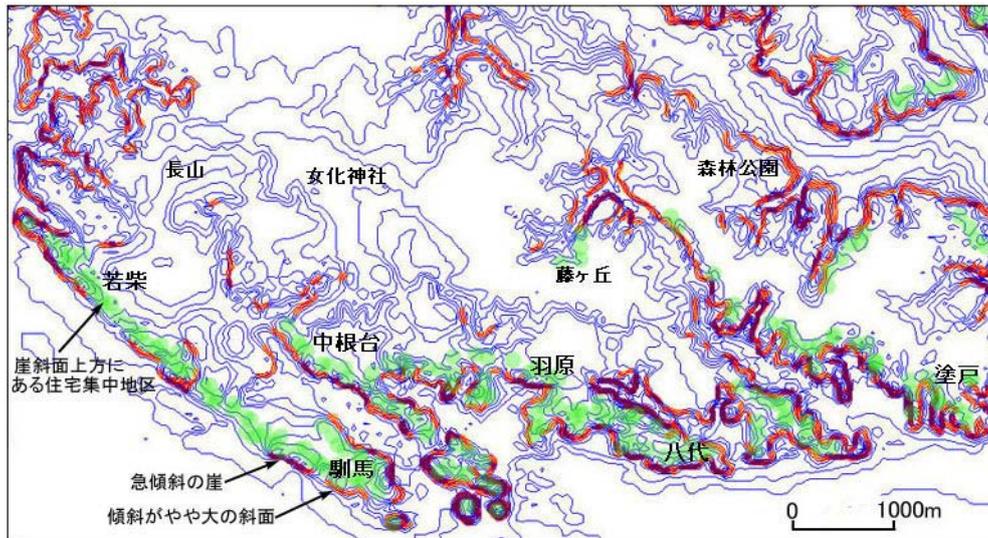


図 18 急傾斜地の分布を示す2 m間隔の等高線図(50 mメッシュ数値標高データにより作成)

下にはほぼ連続して集落が立地しており、被害発生の危険が大です。ニュータウン地区の人工改変地では、谷に面して盛土・切土の急斜面がつくられているところがあります。道路建造・宅地化・平坦地化などにより台地面に降った雨水が一箇所に集ってきて崖斜面に流入するように変化したところは、とくに注意を要する箇所です。このようなところも台地南部に連続分布します。

台地構成層は、上から厚さ1.5～3 mのローム層、0.5～2 mの常総粘土層、最大で4～5 mの龍ヶ崎砂礫層(層厚の場所による変化大)、最下部の成田層(海成の砂層)からなります(図 19)。すべて未固結の地層ですが、龍ヶ崎層中にみられる鉄集積層や常総粘土層では、かなりの硬さ(難透水性)を示します。ロームや粘土はくっつき合っていますが、砂はばらばらになります。このように異なった強度や透水性をもつ地層で構成される崖・斜面は一般に崩壊の危険が大です。これらの自然堆積の地層の表面を、風化によってできた表層土が多少とも覆っています。その厚さは薄く10 cmぐらいまでです。この表層土が滑り落ちるのが最もよく起こるタイプの斜面崩壊です。

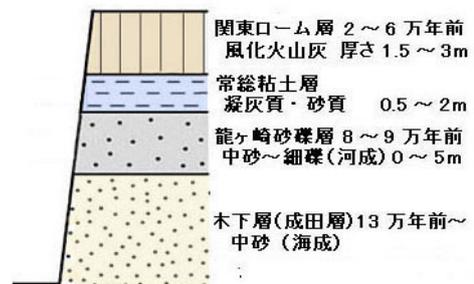


図 19 台地の地層の模式断面

切り立った崖のようなところは除き、この地域の大部分の斜面は表土層に覆われ、樹木や竹林が茂っています。その根は主として表土層中にありそれを繋ぎとめる働きもしていますが、強風や地震で揺すられて土層に加わる力がある限度を超えると、根系の底面がすべり面となって崩壊を起こす可能性があります。

台地の地層が露出する急な崖では、粘着性のない龍ヶ崎砂礫層中の砂質部が剥がれ落ちて窪み、その上部がオーバーハング状になっています。樹木はそこに覆いかぶさるようになっているので不安定です。落下した砂や風化土は崖下に堆積して傾斜角35°ほどの斜面(崖錐)をつくっています。この崖錐が大きいところはこれまでに崖の崩落が著しかったことを示します。古い集落の背後には樹木・竹林の密生した急斜面が多くの場合みられます。崖くずれの土砂が到達するのは、崖の基部からの距離が崖の高さの2倍以内の範囲ですから、この範囲外の少しでも離れたところに居住することが望めます。

斜面崩壊の危険が大きいところは、急傾斜地崩壊危険箇所として指定されています(図 20)。この指定が行われるのは、傾斜角30°以上、高さ5 m以上で、住家5戸以上などに危険が及ぶおそれがある、という条件のあるところです。この最後の被災条件をはずした実際の崩壊危険箇所は、行

政指定の箇所数よりもずっと多くなることを忘れてはなりません。この危険指定では捉えやすい地形条件だけが採用されており、地層条件は対象外になっていますが、実際にはこちらの方がより重要です。

ほぼ同じ地層構成を示す利根川対岸の下総台地北縁では、1971年台風25号の大雨により多数の斜面崩壊が発生しました。密生した樹木が強風で揺すられ表層土と共に落下して破壊作用

を大きくしました。千葉県全体の死者は56人という大きな被害でした。24時間で100mmというかなり強い雨が降り、ついで1時間に40～50mmの強雨が3～4時間続いたところで崩壊が発生しました。

2013年10月には台風26号の記録的な大雨により、龍ヶ崎市域の11箇所では崖くずれが起きました。その大部分は小貝川低地に面する台地南縁におけるものです。県南および鹿行地域における崖くずれ数の分布およびアメダスの雨量データから、常陸台地南部における崖くずれ発生の際の限界雨量として、12時間で150mmの先行降雨に続き60分で40mmの強雨、あるいは、10時間で100mmの先行降雨に続き3時間で100mmの強雨、が得られました。半日で50mmをかなり超えるような雨が降り続き、さらに一層強い雨(1時間30mm超)が降ると予想される場合、急斜面下では避難を準備したほうがよいでしょう。



図20 急傾斜地崩壊危険箇所(2013年現在)(茨城県資料)

12. 茨城南部の竜巻・降雹

日本における竜巻のおよそ3/4は、陸と海という自然条件が急変する境界である海岸部において起こっています。内陸で発生が多いのはほぼ関東に限られ、全国で起こる内陸部竜巻の30%は関東平野におけるものです。

1961年から2012年までの間に関東平野で発生した竜巻は105個であり、年平均2個の頻度です(全国の年平均は16個)。このうち茨城南部では32個と関東平野全体の30%で、面積当たりの個数では平均的です。発生の密度がやや大きいのは埼玉県・東京都の東部です。しかし被害からみると、茨城南部の比率はより大きな値になります。この期間に住家の全半壊が生じた竜巻は、関東平野全体で44個、全半壊数1,053棟であるのに対し、茨城南部では21個および557棟であって、それぞれ半分近くになっています。死者数では9人中の8人が茨城南部におけるもので、90%にもなります。同期間の全国の死者数は34人で、茨城南部はその24%を占めています。茨城南部の面積は全国の1%程度ですから、人的被害がこの地域に集中発生していることになります。とは言っても絶対数は小さくて、6～7年に1人程度です。

このように被害が多いのは強い竜巻が多いことによるものではありません。竜巻の強さを示す藤田スケールでは、F2以上の個数が関東平野全体で18(最大はF3で1個)、うち茨城南部が8であり、強いものがやや多いものの、被害高の違いほどではありません。なお、藤田スケールF2では住家は屋根がはぎとられ弱い非住家は倒壊、F3では住家は倒壊し非住家はバラバラになって飛散、という被害状況になります。

大きな被害を引き起こした竜巻は、利根川・鬼怒川沿いの地域に集中しています(図21)。死者を出した竜巻は、1962年東村竜巻(F2)、1969年猿島竜巻(F2)、1996年下館ダウンバースト(F1～F2)、2003年神栖ダウンバースト(F1～F2)、2012年つくば竜巻(F3)の4個です。猿島竜巻と2009年土浦・龍ヶ崎竜巻は台風接近時に発生したもので、台風進行前面に吹く南風に流されていずれも北方に進行しており、それ以外の主として寒気流入による竜巻が北東に進行しているのとは明瞭な違いを示します。ダウンバーストは積乱雲から冷気が激しく吹き降りてくる現象です。

竜巻による被害域は幅100～300mほど、延長数km以上と非常に細長いのに対し、ダウンバーストでは長円状になります。下館および神栖の被害域の最大幅は3kmでした。なお、死者が出たダウンバーストは全国でここだけです。

2009年11月の龍ヶ崎における竜巻は、被災域の延長4.5km、最大幅250mで、124棟の住家が被害を受けました(図22)。2012年5月につくば市・北条を中心に大きな被害をもたらした竜巻はF3の規模でした。これは鬼怒川の西方で発生し、鬼怒川・小貝川を越えて北東に進行し、北条の北東にある山の尾根上で被災域は終わっています。総延長は17km、最大幅500m、進行速度60km/hで、被害は死者1、住家全半壊250棟などでした。この北方では、20kmほどの間隔を置いてF1～F2規模の2つの竜巻が発生し、ほぼ平行して北東に進み、山地に入っても消滅せず20km以上も進行しました。

この竜巻の発生時には、上空に強い寒気が流入し、日本海の低気圧に向け南から暖かい湿った気流が流れ込み、日射により地表付近の気温が上昇し、上空と地表の気温差が45℃にもなるという非常に不安定な大気状態になっていました。

このため激しい上昇気流が生じてさしわたし20kmほどの巨大積乱雲(スーパーセル)が形成され、これら3個の竜巻がほぼ同時に発生しました。暖湿気流の上空には強い南西風が吹き込んで、大気を回転させる力となりました。アメダスデータでは、気温と風向が明瞭に異なる境界があり(気温差5～6℃で西風と南風)、その通過時に竜巻が発生したことが示されています。

竜巻は非常に発達した積乱雲の下で突発的に起こります、背が高いことを示す真っ黒な雲がやってきて急に暗くなり、雷鳴がとどろき、大粒の雨や雹が降りだしたら、竜巻のような突風に備えて、屋内に退避することが望まれます。竜巻は激しく旋回する風と急速な気圧低下により建物を持ち上げて破壊し飛散させるので、屋根や2階が吹き飛び、1階は残っているという家が多くみられます。

雹(ひょう)は非常に発達した積乱雲(雷雲)から降ってきた直径5mm以上の氷の塊です。同じ氷でもこれより粒の小さいものは霰(あられ)と呼びます。直径は2cmぐらいまでが多いのですが、5cmを超える大きなものもときにはあります。

空気中を落下する粒子は速度の2乗に比例する抵抗を受けるので、すぐに一定の速度(終端速度)

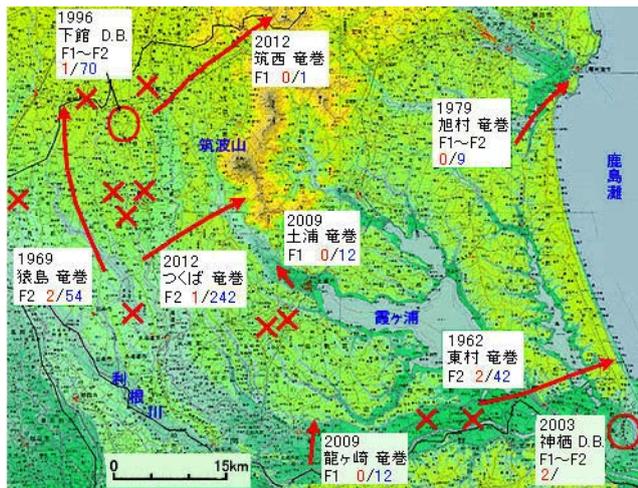


図21 住家全半壊が生じた竜巻(1961年以降) 赤数字は死者数、青数字は全半壊数、×印は発生地点 不明で全半壊10棟程度、D.Bはダウンバースト



図22 2009年の竜巻被害発生箇所 (気象庁資料)

に達し、この終端速度で落下を続けます。直径 2 cm の雹粒の終端速度は秒速 16 m、5 cm で秒速 33 m (時速 120 km) と高速です。なお、直径 0.5 cm という大粒の雷雨の落下速度は秒速 10 m です。雹が形成されるには、あられや雪にさらに大量の過冷却の (0℃ 以下の) 水滴が付着する必要がありますが、これにはかなりの時間を要します。もし積乱雲中に雹粒の終端速度に近い速さの上昇気流があると、それに支えられて落下速度が低下し、大きな雹粒にまで成長する時間が与えられます。大きく成長した場合、途中で溶けきらずに地表にまで落下してきて降雹となります。雨滴とは違い固体粒子の落下なので、同じ量の水であっても格段に大きな衝撃力を農作物などに与えます。

降雹は北海道から東北の日本海沿岸域、および北関東を中心とする内陸域で多く発生しています。西日本では雷雨は多いものの降雹はほとんどみられません。日本海沿岸で降雹が多いのは作物の少ない冬季が主なので、雹害はあまり発生しません。雹害が最も著しいのは、福島の内陸域から北関東を経て長野・山梨に至る地域です。発生するのは 5 月から 8 月上旬にかけての時期で、ちょうど多くの作物の生育期にあたります。茨城県における農業被害の発生件数で最も多いのは雹害です。

雹は雷雲進行の方向に幅狭く細長い範囲に降るのが通常です。山地部では、雹を降らせる強い雷雲はあまり長い距離は移動しないので、降雹は局地的です。これに対し関東平野では、発達しながら東～東南方向に長距離を移動することがよく起こります。群馬県中央部の赤城山・榛名山付近から利根川沿いに南東に移動するのが最も多くみられるコースです。鬼怒川・小貝川沿いにもまたみられます。

2000 年 5 月 24 日正午過ぎ、群馬北西端の上越国境付近からほぼ利根川沿いに移動してきた強い雷雲が平野部でさらに発達し、茨城南部から千葉北部にかけての延長 80 km、幅 10～15 km ほどの範囲に雹を降らせました。雹の大きさは最大で「ミカン大」と報じられたほどの大粒であったので、農作物だけでなく人身・建物・自動車などにも大きな被害が発生しました。被害は両県の 24 市町村で生じ、農作物被害額 60 億円、負傷者 160 人、窓ガラス破損などを被った建物約 4 万 5 千棟、自動車の損傷は約 3 万 3 千台でした。損害保険金の支払総額は 300 億円に達し、うち車両保険は 130 億円でした。負傷の主要原因は、窓ガラスの破損および雹粒の直接の打撃でした。雹粒が「ピンポン球大」を超える大きさともなると、このような人的・物的被害が生じます。

取手市では 30 人が負傷し、およそ 1 万 7 千世帯が窓ガラス破損などを被りました。雹は厚いところで 10 cm 近く積もりました。利根町では 1,800 棟が被害を受けました。しかしすぐ北に隣接する龍ヶ崎市では人身・建物の被害は報告されていません。このとき龍ヶ崎では 12 時 40 分からおよそ 10 分間に 7 mm の強雨が降っています。もしこれが雹であったなら 3～4 cm ほどに積もり、かなりの被害が生じたはずです。雷雲がもたらす災害には、強雨と落雷の他に降雹・竜巻・ダウンバーストなどがありますが、これらは非常に局地的な現象で、場所による明暗がはっきりと分かれる被害を引き起こします。地形との関係はほぼ無くて、予め避けるという対応が存在しない現象です。

国土地理院(1978)：土地条件調査報告書，土浦・佐原地区。

国土庁(1980)：土地保全図(茨城南部地区)。

国立防災科学技術センター(1983)：1981 年 8 月 24 日台風 15 号による小貝川破堤水害調査報告。主要災害調査 20。

水谷武司(2012)：自然災害の予測と対策。朝倉書店。

山口恵一郎ほか編(1972)：日本図誌大系関東Ⅱ。朝倉書店。

防災基礎講座：地域災害環境編

http://dil.bosai.go.jp/workshop/06kouza_kankyo/

公開：平成 28 年 10 月

国立研究開発法人 防災科学技術研究所 自然災害情報室

文責：水谷武司(客員研究員)