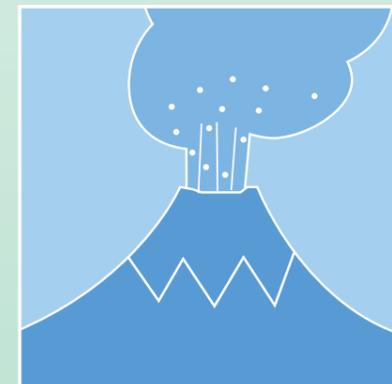
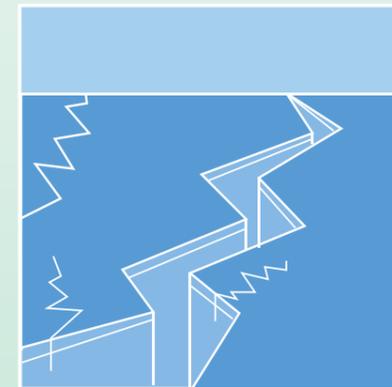


# 防災教室

— 自然災害を学び対応を考える —



---

---

自然災害情報室では、防災科学技術に関する資料・情報をインターネットや学習会を通じて提供しています。この一環として、自然災害と防災の全体を概観する一般向けの学習用資料を作成しました。これは当研究所ホームページに公開した「防災基礎講座－基礎知識編・災害事例編・災害予測編・防災対応編・地域特性編」、および一般向けに開催した「公開学習会」において作成・配布した資料などにより作成したものです。自然災害の防災についての学習用教材や参考資料として利用されることを目的としています。

2013.2.10 自然災害情報室（水谷武司）

---

---

# 防災教室

## —自然災害を学び対応を考える—

地震，津波，台風，洪水，山崩れ，火山噴火など，自然災害にはさまざまな種類があり，それぞれ特有な起こり方をします．これらの災害について，予知・予測，危険域・危険度の判定，防止・軽減の対応策などを，それぞれの自然現象のしくみにもとづき，簡潔に説明します．地形や地盤条件などの土地の性質は，災害の発生や危険の程度に密接に関係し，また地域・地区ごとにはっきりと決まっている条件なので，これに重点を置いています．

### 【目次】

I 自然災害にどう備えるか .....	2	27. 大雨の観測と予報・警報.....	24
1. 災害の種類や危険度を定める要因.....	2	28. 台風の発生・移動の条件と危険域.....	25
2. 対応策を組み合わせ安全を高める.....	2	29. 治水施設の規模を決める基準.....	26
3. 災害経験を貴重な教訓として活かそう....	3	30. 河川堤防の破堤が起こりやすい個所....	27
II 地震災害 .....	3	31. 平野の地形が洪水のタイプを決める....	28
4. プレートの運動と地震活動.....	3	32. 氾濫流の運動と地形条件.....	29
5. 活断層の活動度と危険性.....	4	33. 洪水の流れの強さは重要な危険情報....	30
6. 地震予知の方法.....	5	34. 内水氾濫は市街化により激しくなる....	31
7. 地域ごとの地震危険度.....	6	35. 内水氾濫の危険地と浸水対策.....	32
8. 地震動強さ(震度)と被害.....	7	36. 南に開く浅い湾で高潮の危険が大きい... 33	
9. 地震の揺れを大きくする要因.....	7	37. 高潮は最大の人的被害を ひき起こしている.....	34
10. 地盤条件の把握が地震対策の基礎.....	8	38. 発達した積乱雲がもたらす突発災害....	35
11. 軟弱な地層の分布する場所.....	9	39. 日本の豪雪の自然地理的条件.....	36
12. 地震被害は地盤条件の違いを反映する... 10		V 土砂災害 .....	37
13. 液状化の起こる条件と防止対策.....	11	40. 大雨による斜面崩壊の起こりやすい場所... 37	
14. 液状化の危険が大きい地形.....	12	41. 崩壊発生場所の予測は難しいが 危険域は限られる.....	38
15. 津波発生のしくみと伝わり方.....	12	42. 土石流の危険が大きい谷と危険範囲....	39
16. 津波の増幅と陸地内での運動.....	13	43. 地震による土砂災害は全くの突発的....	40
17. 津波の危険海岸と危険域.....	14	VI 災害防止・軽減の対策・対応 .....	40
18. 津波の警報・情報と緊急避難.....	15	44. 防災施設の機能には一定の限界がある... 40	
19. 地震火災は同時多発し大火になりやすい... 16		45. 耐震・耐浸水の建物構造で備える.....	42
III 火山噴火災害 .....	17	46. 危険度に応じた土地の利用が対応の基本... 43	
20. マグマの種類が噴火の様式を決める....	17	47. 危険地の住居移転を推進しよう.....	44
21. 爆発的噴火は様々な災害をひき起こす... 18		48. 災害危険情報をどう受けとめ活かすか... 44	
22. 火砕流は最大の被害をもたらしている... 19		49. 避難の必要性・緊急性は 災害状況により異なる.....	45
23. 火山は非常に不安定な山塊である.....	20	50. 保険・共済・経済支援により 損失を分かちあう.....	46
24. 噴火災害の危険が大きい火山.....	21		
25. 火山噴火の危険にどう対応するか.....	22		
IV 大雨・強風災害 .....	23		
26. 大雨・集中豪雨の発生条件.....	23		

# I 自然災害にどう備えるか

## 1. 災害の種類や危険度を決める要因

大雨による災害を例にして説明します。落ちてくる雨粒が直接に被害を起こすことはありませんが、これが低い土地に降って雨水がはけずに溜まると、浸水が生じます。がけ斜面に降り雨水が浸み込むとがけ崩れが起き、がけが急で高いほどその危険は大きくなります。一方、平らな土地にいくら強い雨が降ってもがけ崩れが起ころうがありません。大雨そのものではなくて、それにより引き起こされる浸水やがけ崩れなどの自然の異変が災害を起こす直接の力になり、その種類と危険の程度は、地形や地盤などの土地の性質によってほぼ決められるのです。

地震の場合には、断層の運動が海底地形を変化させると津波が、地下水で満たされた砂の地層を揺らすと液状化が、がけ斜面に作用すればがけ崩れが起きます。強風のように直接に被害をひき起こす自然力もありますが、災害の多くは土地の性質が密接に関係して発生します。

大雨や地震は災害を起こす引きがねとなる自然力で、誘因と呼ばれます。大雨はどこでも降り、地震の揺れはくまなく伝わるように、誘因は広い地域に作用します。また、その発生には大きな不確実性があるので、予知・予報はむずかしいのが現状です。一方、がけ崩れ・津波・液状化など災害を起こす自然の異変が発生する場所、危険な場所は、地形・地盤などの土地素因、すなわち土地の体質によって限定されます。

たとえば、洪水・津波・高潮のような水面のある現象では、それが到達するのがある標高・比高までの範囲内にはっきりと限られます。地震動の強さは地盤の硬さに関係し、それが軟らかいほど震動は大きく増幅されます。がけ崩れ土砂の到達はがけ下からある一定の範囲に収まります。

土地素因は場所ごとに確定した性質を備えていて、ひとたび誘因が作用した場合に、そこで発生する災害の種類と強さを決めているのです。したがって、地形・地盤条件によって発生場所が限られる災害では、できるだけそこを避けて居住し立地するなど、土地の性質に応じた対応をおこなうのが、自然災害対策の基本です。

## 2. 対応策を組み合わせる安全を高める

災害の種類とその危険の程度により違ってはきますが、一般に、強力で不確実性の大きい現象がもたらす危険に対しては、いくつもの対応策を組み合わせ何段構えにもして安全度を高め、また、あらかじめ危険地を避けているなど、いつ起こってもよいような方法で備えておくのが基本原則です。予測が困難な災害についてはとくにそうです。1つの対応策だけに依存していると、それがうまく働かなかった場合の危険は大きなものとなります。予測し難いということは不意をつかれるということであり、事前の準備が必須のものとなってきます。

災害や事故の発生経過は、「風が吹けば桶屋がもうかる」というたとえのように、原因と結果の連鎖の関係で示されます。この一連の鎖をどこかで断つのが防災対策であり、どこで断つかによって対策の種類と役割が決まります。

大雨により河川が増水して堤防が決壊し洪水の氾濫が起こるといふ洪水災害を例にとると、その因果連鎖の関係から、①大雨が降らないようにする、②降っても河川に集中して水位が高くないようにする、③高い水位になっても氾濫しないようにする、④氾濫しても被害が起こらないようにする、⑤被害が生じてその影響が波及・拡大しないようにする、という対応策に分類されます。

①は元から断つという根本的な手段ですが、気象の制御は不可能で防災対策としては問題外です。②は森林・耕地の保全、ダム・遊水池の建造などにより、雨水の流出を抑え遅らせて出水を緩和するものです。③は連続する堤防・護岸をつくり洪水を堤防内に閉じこめて氾濫が生じないようにする方法で、洪水対策の中心になっています。④は危険地の利用規制や耐浸水性の建築などにより被

害発生を防止・軽減する、警報・避難や水防活動によって緊急に被害を回避する、などの方法があります。⑤は災害が発生してからの対策で、救出・救護、資金・物資援助、復旧活動、保険・共済制度、地域復興対策などにより、被害の拡大や影響の波及・深刻化を抑えるものです。

どの対策をどう組み合わせるかは、土地・地域の災害危険性の程度によって違ってきます。大河川で取り囲まれ洪水の危険が非常に大きい輪中地帯では、昔から③～⑤の対策により何段構えもの備えをかためてきています。

### 3. 災害経験を貴重な教訓として活かそう

「災害は忘れたころにやってくる」というよく知られた言葉があります。これは、以前に起こった災害を忘れないようにしていると、それが再び起こるのを防ぐことができる、という意味に受けとることができるでしょう。自然災害の防災は、災害経験を積み重ねてつくりあげていく経験的な知識と技術の体系です。不幸にして起こってしまった災害の経験から、教訓を学びとり備えの態勢を高めていくという積み重ね努力です。しかし、災害を防ぐには災害を受けねばならない、というのは矛盾したことでもあります。これを避けるためには、同じような土地条件や社会環境のところで起こった災害の事例を学び、貴重な教訓として自らの防災に役立てることが望まれます。

直接に被害をうけた経験をもっていると、危険意識は高まり、災害情報・警報にすぐに反応し、すばやい避難がおこなわれます。ただしこの効果は時間がたつにつれて急速に低下します。また、軽い被害の災害経験は、不当な安心感を与えて避難を妨げ被害を大きくしがちなので、注意しなければなりません。

予知・予報の基準や危険度・危険域の判定は、過去の災害事例にもとづいています。たとえば大雨警報の雨量基準値は、その地域における過去の災害から与えられています。地震の発生危険度、洪水の危険域などの判定は、過去の災害記録にもとづいておこなわれ、判定結果の信頼性は災害例により確かめられます。また、緊急災害時の対策や災害後の対策は、被災の実態や体験から問題点を導いて準備されます。自らのおよび他地区での災害経験を学び活かすのが、なによりも重要です。

## II 地震災害

### 4. プレートの運動と地震活動

地震は断層によって起こります。断層とは地下岩盤・地層がある面を境にして急激にずれ動く現象です。長年月かけて蓄積されてきたひずみのエネルギーがこれによっていっきに解放され、地震波となって伝わっていきます。これが地震です。ひずみを蓄積させる主な力はプレートの運動です。

プレートとは地球表面にある厚さ 100 km ほどの岩板で、10 数枚に分かれて地球全体を覆いお互いに動きあっています。これの下には地球の体積の 85 % を占めるマントルがあり、ウランなどの放射性元素の崩壊により温められて、ゆっくりとした対流運動をしています。プレートはこのマントル対流によって動かされており、移動速度は年数 cm ほどです。

地震の大部分はプレート境界部で発生します。とくに、お互いにぶつかり合い押し合う境界では大きなひずみが生じて、強い地震が集中して起こります。プレート内部(大陸の内部や大洋の大部分)ではほとんど起こりません。このため震源は帯状の分布を示し、地震帯が出現します。世界の主要地震帯には、太平洋をほぼ取り巻く環太平洋地震帯と、インドネシアからヒマラヤを通り地中海へと続くユーラシア南縁地震帯とがあります。

日本列島は環太平洋地震帯の北西部にあり、ユーラシアと北米の両大陸プレートに、東から太平洋プレートが、南からフィリピン海プレートがぶつかり沈み込んでいるという複雑な地下構造のところにあたります。このため地震活動は非常に活発で、世界におけるマグニチュード(M) 6 以上の

地震の約 20 % が、日本列島とその周辺で起こっています。プレートの沈み込みは海底を引きずり込んで海溝をつくれます。

地震は海溝に沿い、その陸側に集中して発生します。海溝部で起こり大きな被害を与えるのは、高い津波を引き起こし陸地にも強い震動を伝える M8～9 の地震です。この海溝型巨大地震とよばれるプレート境界地震は、千島海溝、日本海溝、相模トラフ、南海トラフ（トラフは舟底のような形の海溝）で起こっています。その発生の時間間隔は 100～300 年ほどです。

プレートの押し合いは日本列島をほぼ東西に圧縮し、陸域の地殻内にも長時間かけひずみを蓄積させて、内陸地震（直下型地震）をひき起こします。そのひずみ蓄積の速度は海溝付近に比べ

1 桁以上も遅いので、内陸の活断層の平均活動間隔は数千年～数万年です。ただし内陸地震では震源が近くなるので、M6 クラスの地震でも大きな被害を引き起こすおそれがあります。一般に M5.5 を超えるとかなりの被害が発生しています。

近代的地震観測が始まった 1885 年以降の 127 年間における M7.0 以上の地震は 123 あり、1 年に 1 個の割合です。この 60 % は北海道東部から茨城に至る太平洋岸の沖合いで起こっています。一方、この期間における死者 1,000 人以上の大被害地震は近畿とその隣接域に集中しており、全体で 12 件中の 8 件がこの地域で起こったものです（図 1）。南海トラフでの M8 クラスの巨大地震が陸地近くで起こること、活断層が多数あり震源の浅い地震が多いことがこの主な原因です。



図 1 被害地震（1885 年以降）の震央分布

### 5. 活断層の活動度と危険性

断層は岩盤・地層の弱い個所なので、ひずみの再蓄積により繰り返すずれを起こして地震を発生させます。このずれが新しい地形や地層で生じていると、これからも活動を続ける可能性のある活断層が存在すると判定されます。

判定の主な手がかりは、新しい地形である台地・段丘面上に低い崖が連続している、という地形です（図 2）。台地・段丘の表面はかつての海底や河床であって平らなはずですが、ここに低いがけが直線状に連続していると（ただし侵食によるがけは除く）、台地・段丘がつくられた後に断層が活動した可能性が高いと判定されます。山地と平野の境界が直線的であり、山側には先端が切り取られたような尾根が連なる、広い山地内において山稜も越え谷が直線的

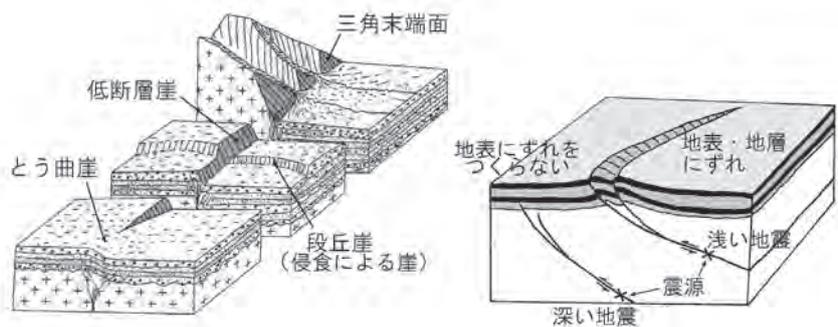


図 2 活断層がつくる主な地形

に続いているなども、活断層を推定させる地形です。活動の時期・間隔は、断層を掘り出して地層のずれ量や回数、地層の年代などを調べることで決めます。

活断層の活動度は平均ずれ量により表され、A級は1年あたりミリメートルの桁(1 mm ~ 10 mm /年)のもの、B級はこの1/10、C級は1/100のものとされています。地震の発生間隔は、間欠的に数m動くような大地震(M7~8)の場合、A級で1000年に1回ぐらい、B級では数千年に1回ぐらいのオーダーです。このように活断層が地震を起こす間隔は数千年~数万年です。なお、海溝はAA級の巨大活断層であり、変位速度は10 mm /年以上、地震発生間隔は100年程度です。

活断層とされているものには、確実度(活断層の存在の確かさ)が低いのも含まれています。確実度は、活断層を示す地形の明確さなどにもとづき、活断層であることが確実であるもの(確実度Ⅰ)、活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)、活断層の可能性のあるもの(確実度Ⅲ)に分類されています。確実度Ⅲには、河川や海の侵食で形成された疑いが残るものも含められています。また、人工地震などによる地下地層構造の探査による推定断層も活断層に含められるようになっていきます。

活断層は近畿から中部にかけての内陸でもっとも多く分布します。ただし、局地的に活断層の多いところは全国的にみられます。これまでに陸域で発生し被害をひき起こした地震の半分程度は、活断層と認定されていた断層の活動によるものではありませんでした。活断層とは認定できない断層が地下には多数存在しているからです。たとえば関東平野では活断層はほぼありませんが、かなり強い地震が頻発します。震源の深い地震や規模の大きくない地震を起こしている断層は地表にずれをつくらないので、活動を続けていても活断層としては把握されがたいのです。

地震の被害は震度によって決まります。1995年兵庫県南部地震では、淡路島の野島断層が活動して活断層が注目されるきっかけとなりましたが、この野島断層付近では震度は6弱以下であり、地盤条件や地下地質構造に支配されて震度7および6強の強震動域の大部分は、活断層から離れたところに出現しました。かならずしも活断層に近いほど震動が強くなるというわけではありません。

## 6. 地震予知の方法

地震の原動力であるプレートの動く速さはほぼ一定であり、したがってひずみの蓄積する速さもほぼ一定なので、大地震が起こる時間間隔もほぼ一定とみなすことができます。このことから、最近大地震が起こっていない地域(空白域)を対象にして、ひずみが破壊の限界近くに達したことに伴う地殻変動や地震活動等を集中観測して、その異常変化(前兆現象)を捕まえようとするのが(短期的)地震予知です。

M8クラスの海溝型巨大地震の反復期間は100年のオーダーなので、古文書には複数回の大地震記録が残されています。この記録などから大地震の反復期間を求め、最後に起こった年から平均反復期間に近い時間が経っていればそこは空白域で、次の大地震が差し迫っていると判断されます。空白域の場所と広さから「どこで」と「どんな規模で」の答えが出せますが、「いつ」という最も必要とされる答えを出すのは非常にむずかしいのが現状です。南海トラフ東端の駿河トラフで起こるM8クラス地震が想定東海地震で、平均発生間隔は120年です。最後に起こったのは1854年であり、平均期間を40年近く超過しているのですが(2012年現在)、海底にまで展開した多数の観測点における観測データに異常変化はまだ認められていません。

観測項目は、地殻の伸縮やひずみ、地盤の傾斜や上下変動、微小地震などで、M8クラスの大地震の発生が近づけば何らかの異常な現象が事前に現れるであろうという予測のもとに観測をおこなっています。最近では、固着と高速すべりを起こすエリア(アスペリティと呼ばれます)の存在が注目され、そこでの前兆すべりを精密なひずみ計で捉えることに重点がおかれています。しかし現在のところ、M8クラスの地震でも前兆すべりは観測できないという判断が広まっています。2011年の東北地方太平洋沖地震では、M9.0と巨大規模ではあったものの前兆すべりなどの前兆現象は起こっていなかったとされています。

もっとも必要とされるのは発生時期の正しい予知ですが、これが非常に難問です。地震のような破壊現象の発生には不確かさが大きいからです。発生時期に大きな不確かさのある予知情報を受けて、被害回避のための対応手段をとるためには、はずれを承知したうえでの、経済的コストの負担や正常な生活・社会活動の犠牲を覚悟する必要があります。

さらに、予知によって防止できるのは限られるということがあります。数週間ぐらい前までの直前予知は、災害の規模をほぼ決める一次的な破壊被害を防ぐことはできません。阪神大震災において、観測値に一齐に異常が現れ直前予知ができたとしても、25万棟の建物全半壊などの破壊被害は避けられなかったはずですが、これに伴って多くの人的被害や火災の発生もまた避けることができません。当たりはずれが大きく、また対策コストが大きい場合には、予知は補助的手段にとどめざるを得ないでしょう。

## 7. 地域ごとの地震危険度

繰り返し起こっているプレート境界の地震や主な活断層の活動により生じる地震について、発生確率で表現した危険度が示されています。算出の根拠となるデータは、平均の活動間隔と最後の地震発生時期です。平均の期間が過ぎたときに発生確率は最大に

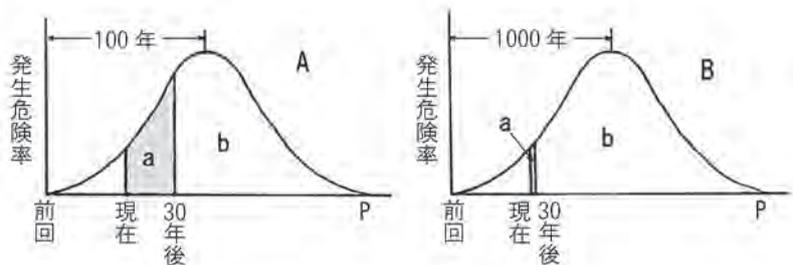


図3 地震発生確率の計算方法

なり、平均から前後にはずれるほど確率は小さくなると考えてよいので、確率の分布曲線は一般にベル型になります(図3)。この図で、現在時点までは起こらなかったため、現在からpまでの期間に1回起こると予想され(a+bの面積が1)、今後30年間の発生確率はaをa+bで割った値になります(この30年はどのような年数でもよい)。

発生確率は平均発生間隔が長いほど低く、前回発生から時間がたつほど高くなります。海溝型巨大地震の発生間隔は100～300年程度なので、発生確率は比較的大きな値になります(図のA)。一方、内陸活断層の活動の平均間隔は数千年以上なので、確率は非常に小さく計算されます(図のB)。

平均の発生間隔をすでに40年近く過ぎている想定東海地震の発生確率は、2012年時点で88%と評価されています。紀伊半島南東沖を震源域とする東南海地震(M 8.1)の発生間隔はおよそ90年で、30年以内発生確率は約70%、四国沖で起こる南海地震(M 8.4)のそれは90年で、約60%と評価されています。これまでにこの2つあるいは3つが同時に起こっていることが多いので、巨大災害になる可能性があります。相模トラフ北部における地震(関東地震)の発生間隔は200～400年で、30年以内の発生確率は1%以下なので、まだ当分は起こらないでしょう。

南関東においては、M 7クラスの地震が30年以内に起こる確率が70%とされています。平均発生間隔は南関東というかなり広い範囲で起こった地震(110年間に5回)を全部含めてを計算していますが、M 7の浅い地震による震度6弱以上の範囲はさしわたし距離が60 km程度なので、1回のM 7地震による被災域は南関東の一部に限られます。

活断層で発生確率をもっとも高いとされているのは神奈川県西部の神縄・神津-松田断層帯(M 7.5)で0.2～16%です。活断層の過去の活動は地質調査により推定しますが、これには不明な部分が多いので、発生確率はこのように大きな幅のある値で示されます。兵庫県南部地震では淡路島北西岸を走る野島断層が活動しました。この活断層の地震発生直前における活動確率は0.4～8%(暫定値)と地震後に評価されたのですが、しかし実際には活動して、いわば100%となりました。活断層についての発生確率は、かなり不確かなものと受けとったほうがよいでしょう。

## 8. 地震動強さ(震度)と被害

地震災害を引き起こしその大きさを決める基本的な量は、地震動の強さ(震度)です。これは気象庁の発表する震度階、観測された地震波の最大加速度や最大速度などで表されます。強い揺れが継続した時間、地震波の周期、地面の揺れの最大幅なども被害の大きさや揺れの体感に関係します。

気象庁震度階は、かつては揺れの体感や被害の状況などにもとづく総合判断によって決められ、0～7の8階級に区分されていました。1996年からは震度計(加速度計)による計測震度に全面的に改められ、また、震度5と6はそれぞれ強と弱に分け、全体で10階級区分となりました。計測震度は、その加速度を超える強さの揺れが続いた時間の積算値が0.3秒になるという加速度を、震度計の観測記録から求め、それを10階級区分したものです。大きな震度の地震回数がこれによりかなり多くなっています。

観測データのない昔の地震については、住家全壊率から震度を推定しています。震度7は全壊率30%以上、6強で10～30%、6弱で1～10%、5強は0.1～1%といった程度です。現在の計測震度では、この対応関係から大きくはずれる場合が多くみられます。2011年東北地方太平洋沖地震で唯一震度7を計測した宮城・栗原市の全壊率は0.2%で、震度5強相当でした。最近では被災者経済支援のために被害が大きめに評価されるという事情が加わります。

加速度の最大値は地震動強さを示す観測値としてもっとも広く使われています。計測震度と最大加速度との関係は単純には表されませんが、旧震度では震度5と6の境界が250ガル( $\text{cm/s}^2$ )、6と7の境界が400ガルなどの関係があるとされていました。地震動の最大速度は建物被害の大きさとの関係が深いということで、使用されることが多くなってきました。

強い震動は強震計により観測されます。強震計は、ある強さ以上の地震動が加わると動き始めて、強い地震動の加速度や速度を、感度を落とし低倍率で記録する地震計です。強震計がないところでは、墓石の転倒状況が加速度を推定する一手段として利用できます。広い墓地についての墓石転倒率が90%で加速度が400ガルといったような値が経験から得られています。

ある場所の地震動強さを決める主な要因は、地震の規模(マグニチュード)、震源からの距離およびその場所の地盤条件です。マグニチュードは、光の明るさにたとえると光源の強さで、その値は1つだけです。これに対しそれぞれの場所の明るさに相当するのが震度で、その値は場所の数だけあります。マグニチュードが大きいほどより強い地震波が放出されて、震度は大きくなります。震源から発進した地震波は、球面状に拡がって伝わり震度が低下していきます。光の明るさでは距離の2乗に逆比例して暗くなりますが、地震波の場合には軟らかい地殻を伝わる時より大きく衰え、硬い地殻ではあまり衰えずに遠くまで伝わります。たとえば、地殻が軟らかい火山地帯を通るとき大きく衰えます。

地震波が伝わってきた地球表層にはさまざまな地層や地形が分布していて、地震波動の強さや性質を変え、その結果として地震被害の地域差が出現します。地表にある軟弱地層における地震波速度の大きな低下は、局地的な地震動の増幅をもたらす被害を大きくする主な要因です。

## 9. 地震の揺れを大きくする要因

地震波の中でもっとも強く揺れるのはS波と呼ばれる波です。この速度は岩石・地層の硬さに関係し、硬いほど速く伝わります。したがって、地下深くの硬い岩盤のところから地表近くの軟らかい地層中へS波が伝わってくると進行が遅くなります。その速度は、硬い岩盤では秒速3,000m程度、かなり締まっている洪積層で300～500m程度、沖積層のような軟らかい地層では100～200mほどです。

いま、地表に軟らかい地層があり、その下には硬い地層があるとします。地下深くから伝わってきたS波は地表面で全反射して下に向かい、硬い地層の境界にぶつくとある部分は反射し、それ以外の部分は透過します。透過して下へ抜けていく部分は、両側の地層の硬さの違いが大きいほど

小さくなるので、この結果としてひじょうに軟らかい地表層内には、後から引き続いてやってくる地震波が閉じ込められて重なり合い、大きな揺れを起こします。

物体はすべて地層も建物も、ひじょうに揺れやすい周期(固有周期)をもっています。地震波の周期が地層の固有周期と一致すると、共振現象により揺れが大きく増幅されます。これは楽器の弦や音叉の共鳴と同じ現象です。地震波にはいろいろな周期の波が重なっていますが、通常多いのは0.3～1.0秒ほどの周期の波です。地盤の固有振動周期は、硬い岩盤で短く、地層が軟らかくなるほど長くなります。そのおおよその値は、岩盤0.1秒、洪積層0.2～0.3秒、沖積層0.4～1.0秒、埋立地・沼地1.0秒以上、などです。

耐震設計基準では、地盤を固有周期に基づき3種に分類しています。「岩盤・硬質砂礫層」は第1種地盤(硬質)、「腐植土・泥土などの沖積層で深さが30m以上および沼沢などを埋め立てた地盤が3m以上」は第3種地盤(軟弱)、これら以外は第2種地盤(普通)です。第3種地盤の平均的な固有周期は0.8秒前後と長くて震動が増幅されやすいので、もっとも悪い地盤とされます。強震計観測記録によると、砂泥質で軟らかい地盤からなる沖積平野に比べ、硬い岩盤の山地では最大加速度が約半分に、締まった地層からなる台地では70%程度に、砂質の扇状地平野では80%程度に低下しています。

建物の固有周期は高さが高いほど長くなります。そのおおよその大きさは一般の木造住宅0.2～0.5秒、10階建鉄筋コンクリートビル0.8秒前後、30階建鉄骨ビル1.2秒前後などです。砂泥の沖積層からなる河川・海岸の低地では、その地盤の固有周期が地震動に多い周期にほぼ重なり、さらに一般の低層建物の固有周期にもほぼ一致するので、共振現象により被害が大きくなります。地表近くまでが岩盤のところでは、地震動との共振も一般の建物との共振も起こりにくいので、被害は小さくて済みます。固有周期が数秒と長い超高層建物は、長周期震動により揺れの幅が大きくなります。

表層地盤における震動増幅のしくみを簡単に示すと、地震波の速度が遅くなる場所では、自動車の渋滞のように波が押し込まれてきて重なり合い揺れが強くなる、また、地震動の周期と地盤の固有周期とが一致すると、ブランコを上手にこいだ場合のように大きな揺れが生じる、となるでしょう。

## 10. 地盤条件の把握が地震対策の基礎

それぞれの場所の地盤条件を調べることは地震対策の基礎です。地盤調査の代表的な方法は地層ボーリングによる標準貫入試験で、これにより地層の硬さの程度を示すN値が測定されます。砂地盤では粒子の詰まり具合が、N値4以下でひじょうにゆるい、4～10でゆるい、10～30で中ぐらい、などを示します。粘土地盤では、N値が2以下でひじょうに軟らかい、2～4で軟らかい、4～8で中位、8～15で硬い、などです。N値0は極度に軟弱な地盤であることを示します。S波速度は、N値5で毎秒150m程度、N値0で80～100mほどです。

ボーリングは高い建物の建築や道路・鉄道・高圧送電塔などの建造の際におこなわれることが多いので、その地点は市街地に偏り、また、線状に分布することが多いので、データが得られない広い空白部があるのが通常です。このような空白部のあるデータから地盤分布図をつくる手段に地形があります。

地形は表層地盤との関係が密接であり、また、平面的な広がりへの把握が容易です。ある範囲の地形を、その形状(平面形・断面形・傾斜・起伏など)、形成営力(流水・風・火山活動などの地形をつくる作用力)、地理的な位置、形成時代などにもとづいて区分するのが地形分類作業で、こうして区分された各地形はそれぞれ特有な地層・地盤条件をも示すという関係にあります。

たとえば、河川が山地から平野に流れ出すところにある平面形が扇状の地形は、河川が運搬してきた土砂のうちの粗い砂礫が堆積してできた扇状地で、段丘化している部分があれば、そこは形成時代が相対的に古いと判断されます。同じ扇形の地形であっても河口部にあれば、細かい砂泥が波・

海流の作用により海底に堆積してつくられた三角州で、堆積して間もない締りのゆるい地層で構成されています。河川や海岸の低地から連続する崖で境され、一段と高い位置にあるテーブル状の地形は台地で、その大部分が数万年以上に堆積した地層からなり、砂泥質ではあってもかなり密に締まっています。

地形分類の作業は主として空中写真の立体視によりおこないます。同一地域を上空の異なった地点から撮影した2枚の空中写真を使用すると地表面の立体像を得ることができ、これから地表面の3次元形態、傾斜、比高、位置・広がりなどを容易にとらえることができるからです。地形の境界は主に傾斜変換部に引きますが、土地利用・色調なども手がかりとして利用します。通常、起伏が2～3倍程度誇張される立体像が得られるので、起伏の小さい地形の判別が容易になります。

地形分類図は空中写真上で判定した地形境界を地形図に移し変えることにより作成します。空中写真では高いところほど大きく写っているというひずみがあるからです。地形図だけでも、等高線の間隔の変化や走り方、地盤高などから、おおよその地形の境界を引くことができます。等高線では表されていない小さな起伏を示す地形の境界は、土地利用から推定できる場合があります。地形図から得られる傾斜・地盤高・比高などの数量データは、地形種類の判定など分類の作業に利用できます。明治・大正期の地形図は、自然状態での地形をより明瞭に示してくれるので役立ちます。

### 11. 軟弱な地層の分布する場所

軟らかい地層の代表は沖積層です。約1.8万年前の氷河時代最寒冷期には海面は現在よりもおよそ130m低くなっており、このため河川は陸地を深く削りこんで流れていました。その後の気候温暖化により海面は急速に上昇して、海がこの河川沿いの低地に進入しました。こうして出現した多数の入り海や内湾などを河川運搬土砂が埋めた地層が沖積層の主要部です。したがって形成後間もないのでまだ固まっていなくて、隙間が多く締りのゆるい地層です。河川が海まで運び出すのは主として細粒の物質なので、沖積層は細粒砂・シルト・粘土によって構成されています。

模式的な平野を図4に示します。Aは大河川がつくる典型的な平野で、上流から扇状地、氾濫平野、三角州と並びます。人為作用が加わると干拓地・海岸埋立地がこの海側に加わります。Bは大量の砂礫を運搬する急流河川が深い海に流れ込む場合で、ほぼ海岸までが扇状地になっています。河川運搬土砂が沿岸流によって運ばれて沿岸部に堆積することなどにより形成されるのが海岸平野Cです。山地・丘陵や台地内の比較的広い谷底につくられるのが谷底平野です。

表層がひじょうに軟弱あるいは軟らかい沖積層が厚いことの多い場所を、図中に示しました。三角州は海に運ばれた砂泥が堆積してつくられた地形で、軟らかくて厚い沖積層からなります。その厚さは東京の荒川河口部で約70m、地殻の沈降の激しい新潟平野では120mに達します。沖積層の厚さは埋没谷のあるところで大きくなります。埋没谷は、かつての海面低下時に河川が陸地面を削りこみ谷状の地形をつくって流れていたところでは



図4 平野の種類と地盤条件 灰色：表層が軟弱、沖積層が厚い

表層がとくに軟弱なところは、入り海のなごりである潟起源の低地、以前に池や沼であった凹地、砂州によって出口が閉ざされた台地内の谷底や海岸低地、干潟を陸化した干拓地などの低湿地で、泥炭など有機質性の土層が表面によくみられます。

平野の主要部である氾濫原には、河川の氾濫時に砂質物が堆積してできた細長い形の微高地があり、自然堤防と呼ばれます。この自然堤防や氾濫原内の河川により囲まれた凹状地は后背低地と名づけられていますが、ここは排水条件が悪く、一般に泥質の軟らかい地層からなります。

河川が山地から平野に流れ出たところにつくられた一般に扇形の地形が扇状地です、この地層も沖積層ですが、粗粒の砂礫からなり比較的硬い地層です。このように沖積層がすべて軟弱というわけではありません。

## 12. 地震被害は地盤条件の違いを反映する

地形・地盤の条件が地震動の増幅の程度を決める主要要因なので、地震災害のたびにこの条件の違いを反映した被害の分布が出現します。

1923年関東地震のときの東京では、地盤による被害の違いがきわだって現れました。山の手台地と下総台地の間に広がる東京下町低地は沖積層よりなる一続きの低地ですが、その沖積層の厚さは場所によって大きく違います。かつてここを流れていた利根川は、海面が低下した氷河期には当時の陸地面を深く削り込んでいました。この旧谷地形は現在では沖積層に埋められていて埋没谷と呼ばれます。その中心は現在の荒川付近にあり、その深さ(沖積層の厚さ)は最大70mほどです。一方、山の手台地や下総台地の近くでは、小さな谷と平坦面(埋没段丘)が並び、銀座・日本橋など埋没段丘部では沖積層の厚さは薄く、5m以下です。

この埋没地形を反映して、沖積層が30m以上と厚い隅田川の東(本所・深川両区)では、住家全壊率からみた震度が6強～7でした。一方、沖積層の薄い隅田川の西方では、表層のとくに軟弱な埋没谷のところを除き、震度は6弱以下でした。山の手台地を削って流れる神田川などの谷底低地では、最近まで池・沼沢があり表層には泥炭層が堆積してきわめて軟弱なところが各所にあって、震度6強～7を示しました。一方、すぐ側面の台地面上では震度が5程度で、全壊率は1%以下でした(図5)。

震源に近かった横浜はきわめて激しい揺れに見舞われました。地形別の住家全壊率は、台地・丘陵地で5%程度であったのに対し、谷底低地ではおよそ40%、沖積層の厚い干拓地・埋立地では80%を超えました。全壊率が大きいところは地下に埋没谷があって沖積層が厚いうえに、砂州で閉ざされた干潟を干拓した土地で表層が非常に軟弱なところでした。

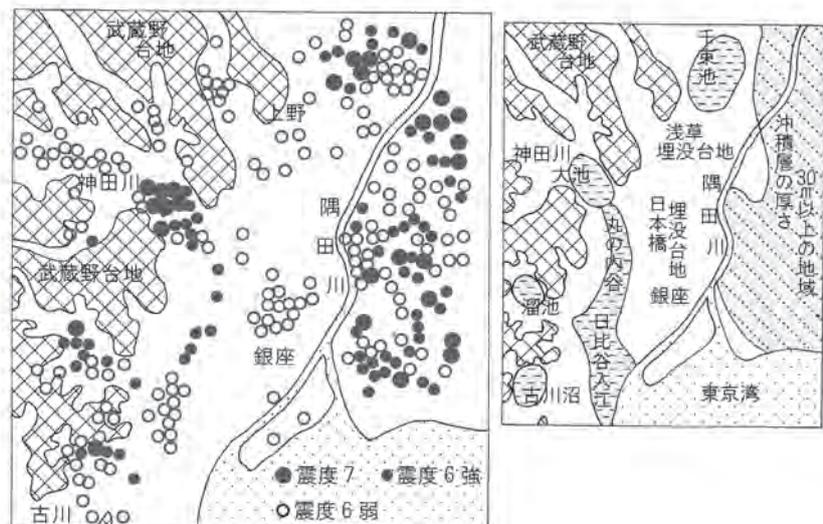


図5 関東地震による東京の震度(全壊率)と地形・地盤条件

1891年濃尾地震(M8.0)は最大の規模の内陸地震で、濃尾平野を中心に大きな被害が生じました。尾張地方の震央距離50kmところにおける住家全壊率は、沖積低地(沖積層厚20m以上)70%、沖積低地(同20m未満)45%、台地6.5%、扇状地6%、丘陵地2.5%でした。この全壊率の地形・地盤による差は、震源から離れるほど大きくなっていました。

1948年の福井地震(M7.1)は、新たに震度階7が加えられたという激震でした。被害の大部分は、幅12kmの細長い盆地状の福井平野内に集中し、全壊率は平野のほぼ全域にわたって80%以上という大きな値を示しました。しかし側面の山地ではほぼ0にまで低下し、山地と沖積低地との差がきわ立ちました。地震波の屈折・反射を起こす盆地状の地下地層構造もこれに関わったものと推定されます。1995年の兵庫県南部地震では、地下の地層構造による地震波の屈折・反射が帯状の震度7域(震災の帯)をつくりだしました。

共振現象がきわ立って現れた例に、1985年メキシコ地震(M8.1)によるメキシコ市の被害があります。固有周期が2秒程度の非常に軟弱な湖底堆積層からなるところでは、10数階建てのビルが共振により集中的に倒壊し、震源から400kmも離れていたにもかかわらず1万人もの死者を出しました。

### 13. 液状化の起こる条件と

#### 防止対策

地表近くに締めりのゆるい砂質層があり、その隙間が地下水で飽和している、というのが液状化の発生条件です。ゆるくつまって隙間の多い砂層が強く揺られると、粘着性がない砂粒子はお互いの支え合いをたやすくはずして配

列を変え、全体としての体積を小さくしようとします。これに対し水は圧縮されにくいので体積縮小に強く抵抗して隙間中の水の水圧が高まります。こうして砂粒子は圧力を高めた水中にばらばらになって浮いた状態に変わります。これが液状化です(図6)。

圧力を高めた地下水が砂と共に地表へ噴出すると、地層の中身が抜け出したことになり、沈下・亀裂・陥没・隆起などの地盤変形が起こります。側面からの押さえのないところや傾斜のあるところでは、液状化層が流動します。これにより液状化層中の地下埋設物および地表の建物・構造物は被害をうけます。地震動の主力であるS波は、ずれによる変形が伝わっていく横波なので、ずれの力に抵抗できない液体の中にはS波は伝わりません。したがって液状化は地震動を弱くします。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。

水と砂が抜け出すのにはかなりの時間がかかります。通常は数分～数十分程度が多いのですが、大規模な噴砂では数時間も続くことがあります。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かけて進行します。このため人命への危険は小さくなります。

被害を受けやすいのは重量の大きな建築物や構造物で、液状化砂層中に沈み込んだり傾斜したりします。地中に埋設された上下水道管・ガス管・マンホール・タンクなどは、内部を含めた全体の比重が液状化層の比重よりも小さいので、浮き上がります。地中埋設物・護岸・擁壁などは側方流動によって押し出されます。堤防・道路などの盛土は基礎地盤が液状化すると、沈下や滑りだしにより破壊されます。地盤の上に乗っているだけの軽い木造建物に対しては、液状化の影響は小さいのですが、亀裂・陥没・隆起などが大規模になると、やはり被害を受けます。基礎地盤が変形を受けているので復旧が困難です。2011年東北地方太平洋沖地震では、強震動が5分近くも続いたので液状化が大規模に発生し、木造家屋も大きな被害を受けました。

液状化は締めりのゆるい砂層と地下水飽和という2つの条件の組み合わせによって生じるので、これらの条件をなくすことが液状化防止の地盤改良対策になります。その方法に



図6 砂質層液状化の機構

は、砂層を土の層に置き換える、地下水位を下げる、砂層を締めかためる、透水性を大きくする、盛土をおこなう、などがあります。これは軟弱地盤対策にも共通します。

#### 14. 液状化の危険が大きい地形

液状化が発生しやすいのは、地下水位が高く、地表近くまで地下水で飽和した、深さ 15～20 m 以内の N 値の小さい(締りのゆるい)砂質層です。液状化がもっとも起こりやすいのは細粒・中粒の砂(粒径 1/8～1/2 mm)で、その粒径が揃っているほど液状化の可能性が大です。より細粒になると粘着力による抵抗が生じて液状化が起こりにくくなります。粒径の大きい礫になると、透水性が大きくて水が抜け出しやすく、繰返し揺すられても水圧が高くないので、液状化しません。

深さによって異なりますが、N 値がおよそ 20 以下であると液状化発生の可能性があり、N 値が 10 以下になると液状化の危険性は大きくなります。深いところ(一般に 20 m 以深)では周囲からの押えの力が大きいので液状化は生じにくくなります。液状化が起こっても噴水・噴砂を伴わなければ、地表への影響はあまりありません。

以上に示したような砂質層が分布することの多いのは次のような地形で、過去の液状化災害はこのようなところで起こっています。ただし、沖積層で構成される河川・海岸の低地であれば、多かれ少なかれ液状化の可能性のある砂層が存在すると考えたほうがよいでしょう。

海岸埋立地： 造成されて間もない締まりのひじょうにゆるい地層であり、地下水位は高く、埋め立て材料は海底砂であることが多いので、液状化がもっとも起こりやすい(人工の)地形です。東北地方太平洋沖地震では、千葉から東京に至る東京湾岸埋立地で大規模に液状化が発生しました。

旧河川敷・旧河道、旧潟湖・池沼： 平野中の凹地で地下水位の高い地形です。旧河道は表層が主として河床砂よりなるので、液状化の生じやすいところです。液状化が目される契機となった 1964 年新潟地震では、新潟市内の信濃川旧河川敷で、現在も典型的とされる液状化被害が発生しました。東北地方太平洋沖地震では、霞ヶ浦と利根川の間にある潟起源の低地において大規模に液状化が起こりました。ここは低い海岸砂丘の内陸側にもあたります。

砂州・砂丘の内陸側縁辺、砂丘間凹地： 砂丘の内陸側やそれらの間の凹地では地下水面が浅いことが多いので、液状化が生じます。一般に沿岸砂丘の発達する海岸平野では砂質層が多く分布し、また、盛土・埋土の材料も砂が使われるので、地震時には平野内で広く液状化が生じます。日本海沿岸では砂丘が広く発達しているため、1964 年新潟地震、1983 年日本海中部地震などで著しい液状化が起こっています。

低い自然堤防・緩扇状地・三角州など： 平野面は、やや小高い自然堤防、帯状凹地の旧河道および浅い皿状の後背低地で構成されます。自然堤防は砂質層からなるので、その低いものは液状化の可能性が大きい。後背低地や旧河道では地下水位が高いので、砂質のところでは液状化が生じます。三角州では堆積層の締まりはゆるいので液状化発生の可能性が大きい。

#### 15. 津波発生のしくみと伝わり方

津波を起こすのは海底下を震源とする規模の大きい地震が大部分です。震源断層の運動が海底面を隆起あるいは沈降させると、その海底地形変化がほぼそのまま海面の変化に移し変えられ、ついで激しい海面波動が生じて周囲に伝わっていくのです(図 7)。弱い地震では海底変化が生じないので津波は起きません。強い地震でも震源が深いと、断層ずれの影響が海底面にまでは達しないので、津波は発生しません。

大きな津波をひき起こすのは、プレートの沈み込みに伴って起こる海溝型巨大地震で、低角の(水平に近い)逆断層です。このような断層では海面が押し上げられるところと引き下げられるところが生じます。押し上げの側では押し波(海面の上昇)が先頭となって伝わり、引き下げの側では引き波(海面の低下)が先行します。高角の(垂直に近い)逆断層ではほぼ押し上げだけです。断層ずれ

の量は M 8 で 5 m 程度, M 9 で 20 m 程度です。ただし垂直方向のずれはこれよりも小さくなります。

津波は海底面の垂直変化が生じた範囲(波源域)で発生します。波源域の長辺は, M 7 で 30 km 程度, M 8 で 150 km 程度です。2004 年スマトラ島沖地震(M 9.2)による津波の波源域の長さは 1,100 km と巨大でした。

断層の破壊は秒速 3 km ほどで進行するのですが, これがよりゆっくりと進む地震では, マグニチュードのわりには大きな津波を発生させます。これは津波地震と名づけられ, 警告となる震動が強くないために大きな人的被害をもたらしています。

津波は波源域の外周から四方に発進します。これはかならずしも一様ではなく, ある方向にそのエネルギーが集中するという方向性を示します。波源域の形は一般に楕円形です。大きな津波を起こす海溝型地震では, 波源域は海溝に沿って細長くなります。この細長い楕円の短軸方向(横方向)に津波のエネルギーは強く放出されます。津波は光と同じように屈折・回折・反射などをおこないます。屈折は進行速度が遅くなる水深の浅い方へ波が向かうように起こります。このため半島や岬には波が集中します。島があると波が回り込み, 裏側で波が重なって強くなることがあります。

地球儀では, 北極から全方向に向かって伸びる緯線は赤道で最も広がったあと次第に集まってきて, 裏側の南極で再び 1 点に集中しますが, これと同じことが津波の場合でも生じます。南米西岸に沿うチリ海溝では巨大地震による津波がしばしば発生しています。ここは日本からみて地球の裏側に近い位置にあるので, チリ海溝で発生した津波は太平洋の中央で一旦広がった後しだいに集まって, 日本近海で波高が高くなります。

津波は波長のひじょうに大きい波で長波と呼ばれ, 水深の平方根に比例する速さで進行します。その速度は, 水深 4,000 m の外洋において秒速約 200 m (時速 720 km), 水深 200 m の陸棚では秒速約 44 m, 水深 10 m の海岸部では秒速約 10 m と, 海岸に近づき水深が浅くなるにつれ速度は低下します。このため海岸(津, 浦)では後からの波が追いついてきて重なるようになって波高が高くなるので, 津の波とよばれるようになりました。

## 16. 津波の増幅と陸地内での運動

海岸では進行速度の低下によって波高が増大しますが, 奥ほど幅の狭い湾に進入すると, こんどは横から押し込まれて波はさらに高くなります。この海岸地形による波高の増幅度は, 湾の幅の減少度が大きいほど, また水深の減少度が大きいほど大となるので, 湾の外が深い海で, 湾奥に向かって水深が急速に浅くなり平面形が V 字状の湾では, 湾奥で津波が非常に高くなります(図 8)。

地盤や建物などと同じように, 湾にも平面形や水深分布などによって決まる固有周期があります。やってきた津波の周期と湾の固有周期とが一致すると, 共振現象により波が増幅されます。湾内が広く

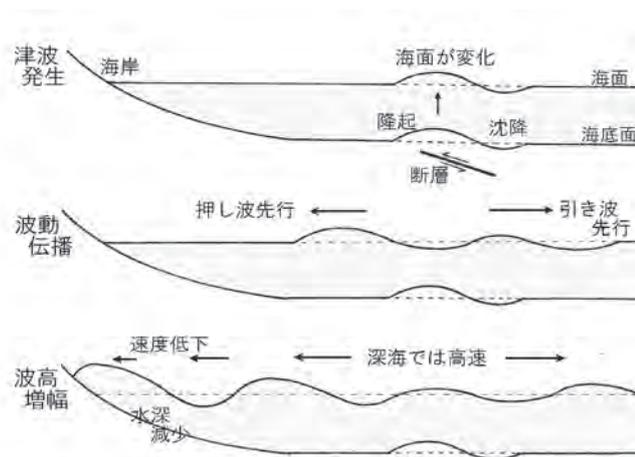


図 7 津波発生の模式図

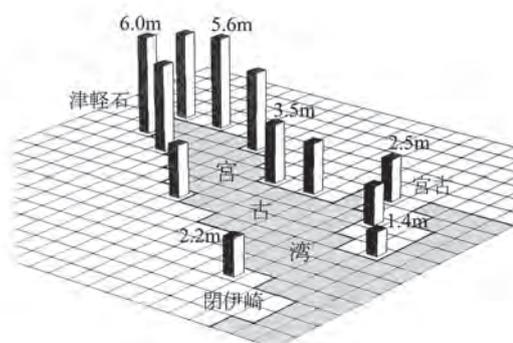


図 8 湾内での波高分布の例  
チリ地震津波時の宮古湾

奥深くて、海への出口が狭いような内湾においてこの現象が著しくなります。このため、近海で起こる津波(周期 10 分程度)では被害はないのに、チリ沖からのような遠地津波(周期 50 分ほど)で大きな被害が生じるといったことが起きます。

高さを増した津波は海岸線を越え、激しい流れとなって陸地へ流入します。津波の 1 波による海面の高まりは数分以上続くので、周期の短い風波の打ち寄せとは全く異なり、大量の海水がひき続き流入してきます。これは上り勾配をさかのぼる流れになるので、しだいに水深と流速は低下します。また、数分程度で海面は上下するので流入した海水はすぐに引き戻されます。この結果海水の到達標高はある限界を示します。海岸近くの傾斜地では、流れの大きな慣性により海岸での波高よりも高くにまで駆け上がります。勾配が緩やかな広い海岸低地では、引き戻しの効果により到達限界の標高は海岸での波高よりも小さくなります。引き波のときには海に向かう戻り流れに変わります。今度は地表面の傾斜方向への重力が加わるのでより激しい流れになり、建物などを引きさらっていきます。

最大到達標高は津波の規模を表す主要な指標です。1896 年明治三陸津波では 38 m、2011 年東北地方太平洋沖地震津波ではおよそ 40 m でした。到達の水平距離は、抵抗の小さい河川をさかのぼって周囲の低地に氾濫する場合に大きくなります。2011 年津波では北上川低地において河口から 20 km にまで浸水域が及びました。

最大到達高は局地的な地形の効果により限られたところで生じた高い駆け上がりを示すものです。被害に関係するのは低地内市街における最大浸水高で、これは建物などに残された痕跡高でわかります。津波の破壊力は水深(波の高さ)が大きいほど大ですが、これが 3～4 m にもなれば破壊力は十分に強いので、海面に近い標高の海岸低地に集落があれば、数 m 程度の高さの津波でほぼ完全な破壊をうけます。明治および昭和の三陸津波では、浸水高 4～5 m で住家全壊率 100% の集落が出現しました。

## 17. 津波の危険海岸と危険域

大きな津波を引き起こすのは M 8～9 クラスの海溝型巨大地震です。日本周辺では、千島海溝～日本海溝および南海トラフの海域で大きな津波が発生しています(図 9)。また、渡島半島沖から新潟県沖にかけての日本海(北米とユーラシアのプレート境界)および相模トラフで波源域のやや小さい津波が起っています。波源に近いほど一般に津波は高くなるので、これらの海域に直面する海岸がまず危険海岸としてあげられます。

千島海溝～日本海溝では波源域は陸地からかなり離れているので、津波が海岸に到達するのに 30 分はかかります。これに対し南海トラフや相模トラフは、太平洋南岸近くにあり先端は陸地に達しているため、波源は陸地にきわめて近くなり、押し波の第 1 波は数分以内に海岸に到達します。避難等の緊急対応の余裕時間からみると、本州・四国南岸は高危険海岸です。

海岸地形からみた高危険海岸は、増幅の条件からなによりもまずリアス海岸です。リアス海岸と

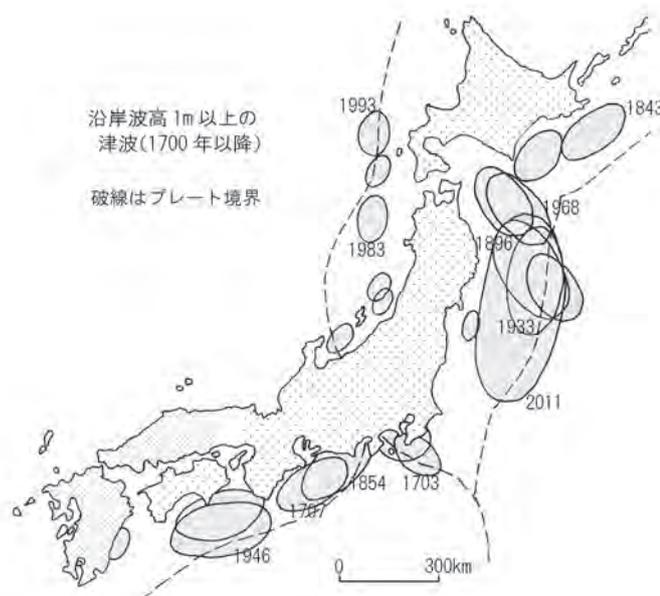


図 9 主要津波の波源域

は、地殻運動により山地が沈降し谷間に海が入り込んだ地形で、岬と小湾が連続する屈曲に富む海岸線を示します。延長 200 km にわたりリアス地形が連続する三陸海岸は、巨大地震の多い日本海溝北部に面するので、繰り返し大きな津波災害をこうむっています。リアス式ではなくただ 1 つの湾であっても、もちろん波高の増幅が起きます。

リアス海岸では集落は狭くて低い湾岸低地に散在して立地するので、津波に対する危険性の大きい居住状況がつけられます。東北地方太平洋沖地震（震源は牡鹿半島の東南東沖）の津波では最大到達高が、牡鹿半島を境にして、北方のリアス海岸で 30 ～ 40 m、南の直線的海岸で 10 ～ 20 m と、明瞭な違いが示されました。

直線状の海岸でも、海岸近くの海底勾配が小さいと（遠浅であると）、海水の戻りが遅くなり、その結果として陸地内に進入した海水が引き戻されることなくより高くまで進入します。1703 年の元禄地震では遠浅の九十九里浜で死者数千人の大きな津波被害が生まれました。

リアス湾岸のような比較的狭い海岸低地では、海岸における津波最大波高までの標高域が危険域としてまずあげられるのは言うまでもありません。激しく流入する津波の駆け上がりのために、これにさらにどれだけの高さの増加をみるかは、低地面の勾配や平面形などの地形条件によって異なってきます。岬のような突出部では屈折により波が集中して打ち上げ高が大きくなります。先細まりで緩傾斜の谷が低地の奥に続いているところでは、大きな駆け上がりが予想されます。大河川の低地では、流れに対する抵抗の小さい河道内を速い速度で遡上した津波が、堤防を越えて低地内に溢れ出すと浸水域は内陸深くに拡大します。広い海岸平野では引き波により進入が抑えられて、到達限界標高は最大波高よりも小さくなります。

津波の到達は何十 m にもなる可能性のある現象であり、その破壊力は強大なので、十分な安全率を見込んだ対応が必要です。地震動の作用とは異なり、津波には水面という明確な作用限界があるので、避けることは原理的に可能です。津波ハザードマップの多くは、津波の数値計算により作成されていますが、設定したある特定の津波規模・周期の場合のものであり、安全域を保証するという性質のものではないということを忘れてはなりません。避難を前提にしてはならない施設（病院、高齢者収容施設など）や緊急避難場所は、可能なかぎり高いところに選定しなければなりません。

## 18. 津波の警報・情報と緊急避難

津波の伝わる速度は大きいものの地震波に比べれば数十分の 1 なので、強い地震動を感じてから津波の到達までに、数分～数十分の時間があります。この貴重な余裕時間を最大限に活かして、危険な海岸低地から高所へのすばやい避難がなによりも重要です。しかし、震動の小さい津波地震や遠地津波ではこの先行情報がないので、津波の来襲に伴う異常現象や海岸に迫る大波をいち早く認めて、緊急退避をおこなう必要があります。

津波が引き波から始まる場合には、海水が異常に退いてふだんの干潮時には決して現われない海底が露出します。このとき、幸いとばかりに貝や魚を採りにいくようなことをしてはいけません。すぐに大きな押し波がやってきます。第一波が引き波になるか押し波で始まるかは決まっています。前回の津波の経験から、この海では津波は引き波から始まるのだ、といった根拠のない先入観を持っていると非常に危険です。

浅い海に押し寄せてくると津波は前面が切り立った白い連続する壁となり海岸に迫ってきます。近づくと異常な音や振動が感じられるようです。これを認めたら全力でもっとも近い高所や高い建物に駆け上がらねばなりません。

津波の情報・警報は、地震が起こるとそのマグニチュードや震源の位置に関係なく、すぐに気象庁から発表されますが、これはそれだけ津波警報の緊急必要度が大きいということを意味しています。津波が起こる可能性とその規模の予測は、種々の条件を与えた多数の津波数値計算をあらかじめおこなっておき、観測した地震の最大振幅・震源位置・深さなどと照合して類似の津波計算例を

検出する、という方法にもとづき迅速におこなわれています。発表は地震の発生から約3分を目標にしています。問題はこの情報を受けて人々がどう反応し行動するかということです。

緊急避難場所の標高は安全をみて20m以上は必要でしょう。前回の津波の高さは3mであった、あるいは警報が3mの津波を予想しているから、それよりも高いところにいれば安全だといった判断は正しくありません。5mの高さの海岸堤防があるから3mの津波はそれで防げるといった思いこみもまた危険です。危険はわかっている、でも、まっすぐ高所へ向かう避難行動がとれない場合があります。緊急異常時にはまず家族の安否が気になり、連れに行こうといったような行動が先にたちますが、これは危険をとまいません。

高齢者や病人の避難・移送に手間取っているうちに逃げ遅れるというのは多いケースです。高齢者収容施設、病院、幼稚園、小学校などは高台に立地しなければなりません。避難場所はもちろん十分に安全を見込んだ高所に指定する必要があります。自動車避難する人は多くなってきましたが、高所へ通じる道路には車が集中して渋滞し、津波に追いつかれるおそれがあります。この場合、車を乗り捨てて近くの高い建物などに逃れるというときの決断が要求されます。

一般に最後に被った災害の規模にもとづいて危険の判断をしがちですが、津波の場合には常に最大規模を想定して避難対応をおこなう必要があります。防波堤などの防災構造物は機能にある上限を与えて造られているものであり、とくに津波に対しては制御機能に大きな限界があります。防災構造物の存在が安心感を与え避難を妨げるようなことがあってはなりません。

津波の危険の大きい海岸低地から高地への住居移転は根本的な危険除去策で、その実施には多くの困難があっても対策の基本となるべきものです。避難はその実現までの過渡的な対策に位置づけられます。そもそも最初から危険な海岸低地には住まない、利用を極力抑えるのが基本です。その利用を続ける場合、自らの判断で大きなリスクを受け入れているということを明確に認識し続けることが求められます。危険地の市街が壊滅した場合、原地再建はできないので復興の大きな困難に直面します。

## 19. 地震火災は同時多発し大火になりやすい

地震による火災の大部分は建物倒壊によって生じるので、本震後の短時間内に一斉に出火し、その件数は建物倒壊数に比例して増大します。常備消防力はこのような異常事態に対処できる態勢にはなっていません。地震時にはまた、消防施設の被災や署員・団員の参集不能により、消防力が低下します。

出火現場へ到達するのに道路利用が欠かせませんが、これは道路の亀裂・陥没、落橋、建物の倒れこみなど、および大量の自動車の一斉使用による渋滞によって、大きな障害をうけます。火災現場に消防隊が到達したとしても消火栓は破壊されているおそれがあります。

常備消防力の手が及ばないとなると、あとは地区住民の消火活動にゆだねられることとなります。しかし、強い震動による被災や恐怖により、震度が大きいほど住民による止火(使用中の火気器具の始末)や初期消火(消火器やバケツなど)の活動は低下します。また肝心の水道管破壊により水が得られません。かくして地震時には出火の多くが延焼し、建物が密集する都市では大火災になります。

出火・炎上、天井着火から1棟火災までの10～20分間における、居住者や地区住民による初期消火が、常備消防力を期待できない地震時にはとりわけ重要です。1923年関東地震時の東京市内における出火数は98で、このうちの27(28%)が火元付近で消し止められ、残りの71が延焼に至りました。折悪しく弱い台風が通過していて秒速10mほどの強風が吹いていたので、焼失40万戸という世界最大の規模の大火災になりました。

出火原因は時代・時刻・季節などの影響を受けます。炊事時には油鍋の炎上が大きな危険です。冬季には石油を使う暖房器具が主な出火原因になります。自動消火しても余熱が残っていま

す。薬品はいつの時代でも主な出火源の一つです。1995年兵庫県南部地震時の神戸では、原因不明を除外すると、電気・ガス関連が70%をも占めました。通電再開による出火の危険もあるので注意せねばなりません。

市街地における延焼域拡大の速度は、風速が大きくなるにつれ加速的に増大します。関東地震のとき東京では秒速10～15mの強い風が吹き、延焼速度は平均時速200～400m、最大800mでした。兵庫県南部地震時の神戸では、平均風速が毎秒2～3mと弱かったので、延焼速度は小さくて平均時速30～40mでした。しかし、水利不足や交通渋滞などにより消火活動が妨げられたので、16時間にわたりこの遅い速度で延焼が進行し、空閑地のところでやっと焼け止まったという状態でした。

延焼拡大の危険が大きいのは、木造建物が密集し不燃化率が低く道路が狭い地区です。現在の東京ではほぼ環状7号線に沿う地域です。耐火性の建物が多い山手線内では出火危険度は大きいものの延焼危険度は小です。延焼を阻止する要因には、道路・鉄道、空地・緑地、河川・海、耐火造・防火壁、消防活動などがあります。地震火災では消防活動以外の自然および人為的な延焼阻止要因に大きく依存せざるを得ません。

市街地が強震に襲われると、建物倒壊の数に比例して出火が生じ、それが多数であると大きな割合で延焼へ発展します。強い風が吹いていれば火災域は合流し大規模な延焼火災に至る危険があります。延焼火災を防止する対策として、道路、公園、緑地帯などの広い空間を都市内に計画的に配置し、危険な施設・工場は隔離し、また河川や崖などの自然地形や鉄道などの構造物・地物を利用して、延焼遮断帯を連続させて、延焼がおのずから停止するのを図るのが、長期的な視点での対策の基本におかれるものです。

### III 火山噴火災害

#### 20. マグマの種類が噴火の様式を決める

マグマ(ガスや熱も含む)が地表に噴出するのが火山噴火です。これが起こる様式は、爆発的な噴火と、溶岩(マグマ)が溢れ出すという爆発的でない噴火とに大きく分けられます。溶岩溢れ出し噴火では、噴出し流動する灼熱の溶岩が噴煙に隠されることなく直接に見えるので、見かけはすさまじいものの、被害の大きさからみれば穏やかな噴火です。

これに対し爆発的な噴火では、大量の熱エネルギーと火砕物や溶岩がいきなり放出されて、噴石・火砕流・山体崩壊・爆風などさまざまな種類の災害事象が生じ、大きな被害をもたらします。火砕物とは火山灰・軽石・火山弾などマグマが大小に粉碎された物質の総称です。噴火が爆発的になるか否かは、粘性やガス(大部分が $H_2O$ )の含有量など、マグマの性質によってほぼ決まります。

マグマは二酸化珪素( $SiO_2$ )含有量によって、大きく苦鉄質(玄武岩質)と珪長質とに分類されます。苦鉄質マグマは $SiO_2$ の含有量が少なく(30～40%)、1,200℃ほどの高温であり、粘性率が小さくて流動性に富み、比較的黒っぽい色をしています。これが噴出して固まった岩石が玄武岩です。鉄・マグネシウムが多くて、密度はやや大です。なお $SiO_2$ 単独の鉱物は石英や水晶です。

珪長質マグマは、 $SiO_2$ を多く含み(60～70%)、900℃ほどのやや低温であり、粘性は苦鉄質マグマに比べ非常に大きく、白色鉱物が多いので白っぽい色をしています。これが噴出して固まった岩石は流紋岩です。地下深くでゆっくり固まると花崗岩になり、大陸地殻の大部分を構成しています。安山岩は $SiO_2$ 含有量が50%程度で、中間的な性質を示します。日本の火山の70%は安山岩です。 $SiO_2$ は $H_2O$ と結合して珪酸となっているので、珪長質マグマは $H_2O$ を多く含み高いガス圧力を示します。珪酸は重合して糸のようになり網状の構造をつくるので、粘性を大きくします。このような理由で、珪長質マグマを噴出する火山は爆発的な噴火を起こすことが多いのです。

爆発的な噴火には、マグマが火山体中の地下水や海水を熱して急速気化させることにより起こる

水蒸気爆発あるいはマグマ水蒸気爆発があります。水蒸気爆発は火山体を構成していた岩石だけが粉碎され飛散する場合、マグマ水蒸気爆発はマグマ自体も粉碎される場合です。これらの噴火は玄武岩質マグマの火山でも起こります。

地球上で火山が分布する地域は、プレートの生産境界、沈み込み境界およびホットスポットです。生産境界とホットスポットでは苦鉄質マグマが大量に溢れ出し、大型火山がつけられます。沈み込み境界(海溝があるのが特徴)では、大陸地殻(花崗岩質)の下への海洋プレート(大量の水を含む)の沈み込みに伴って珪長質マグマが形成されます。マグマは沈み込み深さが100~150 kmに達したところで生産され、浮力により上昇して地表に火山をつくります。この結果として、火山は海溝にほぼ平行して出現し、火山列が出現します。

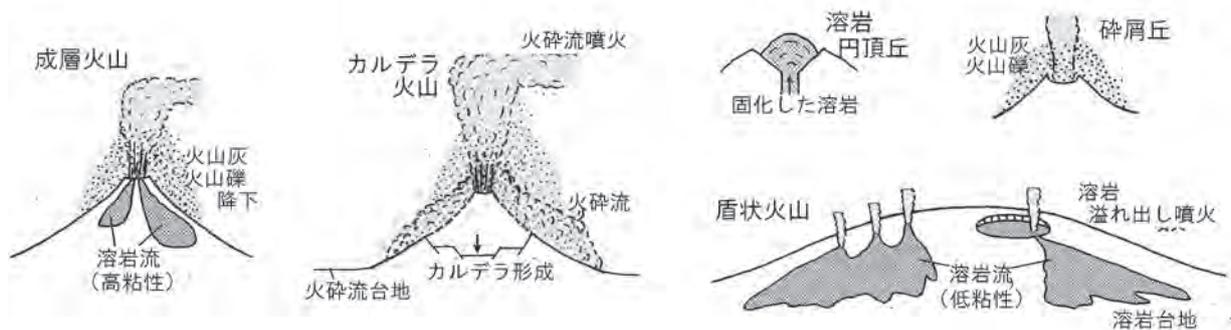


図10 噴火様式(マグマ化学組成)と火山地形

火山は火砕物や溶岩が運搬され堆積してできた地形です。運搬は噴火の力によりおこなわれるので、噴火の様式したがってマグマの性質が、火山の地形や内部構造をほぼ決めています(図10)。玄武岩質マグマの火山は溶岩溢れ出し噴火を行い、低粘性の溶岩流は広く遠くまで広がってなだらかな盾状火山をつくります。ハワイ島の火山がその典型です。大量の溶岩が長い割れ目状の火口から溢れ出すと、広大な玄武岩台地が形成されます。

爆発的噴火では、噴き上げられた火砕物が火口近くほどより多く降下し堆積する結果として、円錐状の火山がつけられます。安山岩質マグマの場合、火砕物噴出と溶岩流出とが生じ、これが非常に多数回繰り返されると成層火山が形成されます。粘性率の非常に大きい流紋岩質の場合でも、ガスがマグマから抜け出してしまうと、溶岩はほぼ固った状態で押しあがり、ドーム状の溶岩円頂丘がつけられます。大規模な火砕流が生じると、それが噴出したあとには大きなカルデラが出現し、火山の周囲には火砕流台地が広がります。

## 21. 爆発的噴火は様々な災害をひき起こす

地球の深部から上昇してきたマグマは、地表から2~10 kmほどの深さのところ一旦停止してマグマ溜りをつくります。マグマがここからさらに上昇して地表近くまでくると、冷却と圧力低下により結晶がしだいに成長して固体部分が増大します。残りの液状の部分ではガス成分が多くなり、その発泡によってマグマ上部のガス圧が増大します。ガス成分の大部分はH<sub>2</sub>Oで、これを多く含むマグマはガス圧が高くなります。高粘性であるとガスは容易には外へ逃げ出せません。したがって珪長質マグマではガスの圧力が高くなります。

マグマが火口近くに達してガスの発泡が激しくなり体積を急速に膨張させると、マグマ片とガスの混合物は火口から激しく噴出します。これにより火砕物が多量に放出され、また、山体の一部も破碎され、激しい噴火となります。ガス成分が多くてもその脱出・分離(脱ガス)が速く進めば爆発には至らず、ガスは噴煙として噴出し、固体成分はほぼ固まった状態で押し上がって溶岩ドームを形成します。

火山噴火は降灰、噴石、溶岩流、火砕流、泥流、山体崩壊、爆風、津波、有毒ガス噴出など、さまざまな種類の災害事象をひき起こします。溶岩溢れ出し型の噴火では主な事象はもちろん溶岩流ですが、同時に噴煙も吹き上げて降灰(火山灰の降下・堆積)をもたらします。爆発的噴火ではこれらのすべてが起こります。

火口から立ち昇る噴煙は、高温の空気と火山ガスに比較的細かい火砕物が混じったものです。火山灰の噴出はほぼすべての様式の噴火で生じます。噴煙の上昇は、まず火口における火山ガスの急膨張によるジェット推進によりおこなわれます。ついで周りの大気よりも高温であることによる大きな浮力によって上昇します。この上昇力が大きいと噴煙は高く成層圏内にまで到達します。日本のような偏西風地帯では、降灰域は火口から東に向かって細長く伸びます。

火山灰の降下・堆積は、農作物倒伏・交通障害・健康障害・水質汚濁などの被害や障害を広範囲にもたらします。噴火の後に雨が降ると、火山灰は湿って重くなり粘りを増すので、植物は呼吸を妨げられ枯死したり倒れたりします。火山麓における大量で高温の火山灰・火山礫の堆積は、家屋の埋没・倒壊・焼失をひき起こします。

上空に放出された溶岩の塊が回転しながら落下して弾丸状になったものを火山弾と言います。火口を埋めていた岩石が噴火によって吹き飛ばされ、岩塊として落下してきたものを噴石と呼びます。火山弾や噴石の落下は火口から3～4 km 以内、ほぼ山地内に限られます。

溶岩流の流れる速度は粘性率が大きいほど遅いので、日本に多い安山岩質の溶岩では時速 100 m 以下です。このようにゆっくりと動く間に冷えて固まっていくので、山頂火口からの溶岩流が山麓にまで達することはほとんどありません。

富士山は現在のところ粘性の小さい玄武岩質マグマを噴出するので、溶岩流はかなりの長距離を流れ下ります。大島・三宅島など伊豆諸島の火山も玄武岩質の溶岩を噴出します。1983年の三宅島噴火による溶岩流は、平均時速 1.7 km で流れて海岸にまで達しました。ハワイなどの火山から噴出する大量の低粘性溶岩は、急傾斜の山腹において時速 30～40 km にもなりますが、勾配が緩やかな山麓では遅くなり、人が逃げ切れないということにはなりません。

火口から放出される気体の大部分は水蒸気ですが、二酸化炭素、二酸化硫黄、硫化水素など有害ガスも含まれます。これらの多くは大気よりも重いので谷底など低いところに溜まって人命を奪うことがあります。2000年から始まった三宅島・雄山の噴火では、世界でも類をみないほど大量の二酸化硫黄ガスの噴出が続いたため、全島民が長期間の島外避難を余儀なくされました。

## 22. 火砕流は最大の被害をもたらしている

高温の火山ガスと多量の火山灰・軽石などの火砕物とが一体となって流動状態になり高速度で運動するのが火砕流です。本体部の温度は 500℃ 以上で、噴煙を高く噴き上げながら秒速 100 m 近くの高速度で、周りに高温熱風(火砕サージ)を伴って突進してくるので、非常に危険な噴火事象です。20 世紀における死者 1,000 人以上の火山災害 11 件中の 8 件は火砕流によるものでした。

火砕流には大きく分けて、噴煙柱崩壊型と溶岩崩落型とがあります(図 11)。噴煙柱崩壊型の火砕流は、火口から一旦噴き上がった

多量の火砕物とガスの混合物が、いわば推力不足で失速したような状態になり落下して、厚みのある高速・高温の流れとなり火口周辺に拡がるものです。大規模なものでは高い尾根も乗り越え火山周辺を埋め尽くし、火口から 100 km 以上も離れた



図 11 火砕流の 2 タイプ

ところにまで到達します。噴出した大量の火砕物は火砕流台地をつくり、それが抜け出た跡は陥没してカルデラになります。

溶岩崩落型の火砕流は、急斜面上に噴出してきた溶岩のドームが崩壊し、溶岩塊が斜面を転落していく間にさらに細かく砕かれて、内部から高温ガスが噴出し、溶岩片が一体になって流動化するものです。これは規模が小さく(体積は一般に100万 $\text{m}^3$ 以下)、その運動は地形に支配されやすく、主として谷間を流下します。ただし火砕サージの危険は谷壁斜面の高くにまで及びます。1991～1994年に約1万回起こった雲仙岳の火砕流はこのタイプです。

約7000年前、九州の薩摩半島南方50kmの鬼界カルデラが巨大火砕流噴火を起こし、その到達距離は100kmに達しました。急速水冷により溶岩片は粉碎されて細粒の火山灰が大量につくられ、これが広範囲に降下・堆積しました。このため西日本の縄文文化に断絶が生じた可能性が指摘されているほどです。南九州のシラス台地をつくった始良カルデラの噴火は2.2万年前で、このときの火山灰の堆積厚さは東北の北部でも5cmに及んでいます。7万年前の阿蘇カルデラの火砕流は180km離れた山口県にまで到達し、火山灰は北海道でも10cm以上積りました。

巨大火砕流は日本において1～2万年に1度ぐらいの頻度で起こっています。もしこのような噴火が起これば、たとえば九州全域が壊滅するといったような破滅的な災害が引き起こされる可能性があります。大規模火砕流の発生を十分な時間的余裕をもって予知することは現在のところ不可能です。

巨大規模の噴火はすべて火砕流噴火です。史上最大の噴火は1815年のインドネシア・タンボラ火山の火砕流噴火で、噴出物の総量は150 $\text{km}^3$ という巨大規模でした。多量の降灰により農作物が壊滅したために8万人の餓死者がでました。火砕流の直接の死者は1.2万人でした。アメリカのイエローストーンは、64万年前に噴出物量1,000 $\text{km}^3$ という超巨大噴火を起こしました。ここでは130万年前、200万年前と、ほぼ70万年間隔で超巨大噴火が起こっているの、やがてそれが起こることが懸念されています。超巨大噴火による被害は、小惑星の衝突につぐ規模になると予想されます。

火砕物が流動状態になる現象には他に火山泥流があります。噴出した高温の火山灰が、融雪水や火口湖の水と一体になり、土石流のような流れとなって流下するのが、噴火に伴って発生する火山泥流です。山腹に堆積した火山灰が、噴火後における強雨の流出水に取り込まれ一体となり流動化するという2次的な火山泥流もあります。これは噴火が起こるとしばらくの間は頻繁に発生します。名前は泥流ですが一般の土石流と同じ現象で、大きな火山岩塊も一緒に流れます。細かい火山灰を多く含むので非常に流動的で、時速数10kmという高速度で流れ、非常に遠方にまで到達します。その運動は地形によってほぼ決められ、谷底を流下し勾配の緩やかな山麓に拡がって堆積します。火砕流とは対照的に、泥流危険域は地形によりほぼ限定できます。

### 23. 火山は非常に不安定な山塊である

噴出物を積み重ねている火山は本来不安定です。とくに、溶岩と火砕物が山の傾斜方向に幾重にも層をなして重なる急峻な富士山型の成層火山は、非常に不安定な内部構造をもっています。火山内部が高温の温泉水により変質してもろくなっていることもあります。この不安定な山体は噴火や地震が引き金となり大崩壊を起こして山体上部が吹き飛び、あとには馬蹄形カルデラとよばれる巨大な崩壊跡地が出現します。崩壊により圧力が除去されると、山体中の高温熱水は急速気化して爆発し、爆風が発生します。生産された大量の崩壊物質は、巨大土石流である岩屑なだれとなって高速で流れ下り山麓を埋め、河を堰き止めて湖をつくります。海へ流入すると津波が発生します。これらは短時間に相次いで起こる一連の現象で、大きな被害をひき起こします。

1888年の磐梯山北面の大崩壊は、水蒸気爆発により誘発されたもので、山頂部は640m低下し、北に開口する幅2kmの馬蹄形カルデラがつくられ、1.2 $\text{km}^3$ の崩壊土砂は10km流下して北麓を埋め、多数の湖や池沼をつくりました。1980年にアメリカのセントヘレンズ火山では、溶岩ドームの

上昇による山体の変形・急峻化により山体崩壊が生じ、引き続いて大噴火が起こって、多量の降灰、火砕流、泥流が発生しました。爆風は時速 300 km 以上の高速で突進し、600 km<sup>2</sup> の樹林をなぎ倒しました。

山体崩壊は数十万年に及ぶ大型火山の一生の中では何度も起こる普通の現象です。これが起きやすいのは富士山のような大型成層火山です。富士山は約 2400 年前に大崩壊し、山頂部に直径 3 km ほどの馬蹄形カルデラがつくられたのですが、その後の噴火活動により完全に埋められています。富士山の形は北西～南東方向に長い楕円形で、南西面と北東面とが急傾斜になり、大沢・吉田大沢の 2 つの大きな谷がこの方向に発達しています。したがって崩壊は南西面か北東面で起きやすいと考えられます。

土砂量が立方 km の単位で示されるような巨大規模の岩屑なだれは非常に長距離を流れくだります。これが谷間を埋めて流れるとき、その厚さは 100 m を超えるので流れを駆動する力が非常に大きくなり、大きな流動性が与えられて高速で長距離にわたり流下するのです。セントヘレンズの岩屑なだれは岩屑量 2.4 km<sup>3</sup> で、秒速 150 m の高速で 28 km 流下しました。約 2400 年前の富士山の岩屑なだれは御殿場など東麓一帯を覆い、40 km ほど離れた相模湾や駿河湾にまで到達しました。

岩屑なだれの堆積表面には、流れ山とよばれる非常に多数の小丘がつくられるのが特徴です。これは大小さまざまな大きさに破壊された山体の破片を中身としています。その大きさは裏磐梯では高さが 10～40 m 程度、底面の長径が 50～200 m 程度です。岩屑なだれが海に流れ込み、あるいは川を堰きとめて湖をつくると、流れ山が多数の小島となって水面に浮かぶ景勝の地となります。磐梯山北面の裏磐梯湖沼群、北海道駒ヶ岳の南麓の大沼・小沼、雲仙岳・眉山西方の有明海・九十九島などがこのようなところですが、カルデラはその後の噴出物により埋められていることが多いのに対し、山麓の流れ山や堆積層は長期間残存し、巨大崩壊の記録をとどめています。

大規模な岩屑なだれが海に突入すると、海水が大きく振動して津波が発生します。1792 年の雲仙岳・眉山の崩壊では、0.3 km<sup>3</sup> の土砂が島原城下を経て有明海に突入し、津波の到達高は対岸の熊本平野で最大 23 m に達しました。これによる死者は 1.5 万人で、日本における最大の火山災害です。海底火山や火山島の噴火によっても津波は引き起こされます。1883 年にインドネシア・クラカタウ火山が史上第 5 位の規模の大噴火を起こし、最大波高 35 m の津波が発生して、3.6 万人が犠牲になりました。

## 24. 噴火災害の危険が大きい火山

気象庁は、過去およそ 1 万年以内に噴火した火山および現在活発な噴気活動のある火山 110 を活火山とし、これらを最近 100 年間と過去 1 万年間の火山活動により、A、B、C の 3 ランクに分類しています(海底火山 12 と北方領土の火山 11 はランク分けの対象外)。A ランクは活動度がとくに高い活火山で、十勝岳、樽前山、有珠山、北海道駒ヶ岳、浅間山、伊豆大島、三宅島、伊豆鳥島、阿蘇山、雲仙岳、桜島、薩摩硫黄島、諏訪瀬島の 13 火山です。次いで活動度の高い B ランクは、富士山、箱根山、磐梯山、鳥海山、霧島山など総数 36 です。これを地域別にみると、北海道 6、東北 11、関東・中部 9、伊豆・小笠原 3、九州 3、南西諸島 3 です。C ランクは活動度がともに低い活火山で、大雪山、八甲田山、赤城山、白山、開聞岳など総数 36 です。近畿と四国には活火山はありません。中国には C ランクだけが 2 あります。なおこのランクは、過去の火山活動度にもとづいた分類であり、現在の噴火の切迫性を示すものではありません。

木曾・御岳山は 2 万年もの間活動を休止していたのですが、1979 年突然に水蒸気爆発を起こしました。史上最大規模の噴火は 1815 年のインドネシア・タンボラ火山の噴火ですが、この火山ではそれ以前の噴火は知られていませんでした。このように活火山でないと言い切るのは容易ではありません。

現在活発に活動し、また噴火の記録の多い火山は、危険な火山としてまず挙げられます。桜島は

世界でも有数の活動的火山で、頻繁に噴煙を高く噴き上げています。噴火の記録がもっとも多いのは浅間山と阿蘇山です。桜島と浅間山では噴石の危険が常時あるので、入山規制がおこなわれています。阿蘇山・中岳の553年の噴火は日本で最古の噴火記録です。噴火の記録がついで多いのは霧島山、伊豆大島、三宅島、有珠山などです。三宅島と有珠山はかなり等しい時間間隔で大きな噴火を繰り返しています。

最大の被害をもたらす最も恐れられるのは火砕流です。火砕流発生の危険性は多くの火山で指摘されますが、過去の災害履歴や現在の活動度から、十勝岳、北海道駒ケ岳、有珠山、浅間山、雲仙岳、霧島山、桜島などがとくに危険が大きいと判断されます。北海道駒ケ岳は1640年に、浅間山は1783年に、雲仙岳は1991年に大きな火砕流災害を起こしました。南九州のシラスのような火砕流台地を火山周辺に広げている大カルデラは、巨大火砕流がかつて起こったことを明らかに示します。

山体崩壊による岩屑なだれと津波は、頻度は小さいものの多くの人命被害をもたらしています。日本には山体崩壊を起こしやすい大型成層火山が数多くあります。日本の火山の山麓には、30ほどの岩屑なだれ堆積層がみられ、そのうちの4例は最近400年間に起こっています。これらは北海道駒ケ岳1640年、渡島大島1741年、雲仙岳・眉山1792年、磐梯山1888年です。海岸近くや島にあるため噴火津波を起こす可能性の大きい火山には、北海道駒ケ岳、渡島大島、雲仙岳、桜島などがあります。富士山の山体規模はとくに大きいので、山体崩壊と岩屑なだれの規模は巨大になるおそれがあります。

日本上空では偏西風が卓越するので、噴き上げられた火山灰は火山の東方に細長く伸びる範囲に堆積し、種々の混乱・障害を引き起こします。九州の火山でも噴火が大規模であれば、本州全域が大きな影響を受けます。富士山の噴火は首都圏に大きな降灰被害をもたらすし、また東西の交通動脈に大きな障害をもたらすでしょう。火山がない府県にも火山の災害は及びます。

## 25. 火山噴火の危険にどう対応するか

噴火予知は、マグマ溜まりへのマグマの集中とそこからの上昇に伴って生じる異常現象をとらえることでおこなわれます(図12)。この現象には、地震、火山性微動、火山体の変形、電磁気現象、熱異常、噴煙量の変化などがあります。火山性地震はマグマが岩盤を破壊して入り込むことによって起こります。この震源が浅くなると噴火が近いと推定され、それが集中するところが噴火地点を示します。火山性微動は地震よりも長く続く連続的な振動で、マグマ溜りの圧力増大やマグマの移動などにより発生します。マグマが上昇してくると、山体の隆起、傾斜増大、地割れなどが生じます。地形変化の著しいところは噴火の起こる可能性の高い地点です。

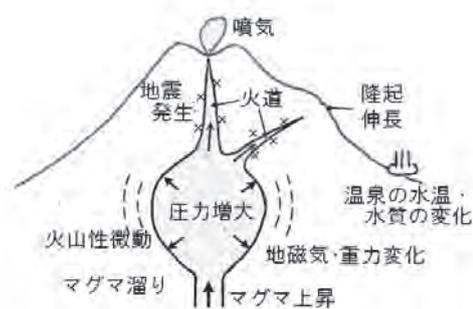


図12 噴火の前兆現象

このようにマグマの活動とこれら前兆現象との因果関係は明確です。しかし、いつ噴火するかが予測できたとしても、その後も再び大きな噴火があるのかないのか、どのように推移しいつ終わるかについての予測はできません。警戒情報が出されても噴火に至らないのはしばしばです。噴火活動は数日で終わることもあれば、数年続くこともあります。容易に終息宣言が出せないで、長期間の避難・立入り禁止・道路閉鎖などが余儀なくされ、地域の社会経済活動に大きな影響を与えます。火山の観光地ではこれはとくに深刻な問題になります。

噴火は火口というほぼ確定できる地点で起こるので、噴火の規模や様式を与えれば、火山体の地形を基にして、その噴火により起こる種々の災害事象の発生がどの範囲に及ぶかを示すことができます。1つの火山は種々の発達ステージを経て数十万年ほど活動を続けます。各ステージにおける

数千年ぐらいの短期間をとれば、マグマの性質はほとんど変わらず同じような噴火を続けるという性質があります。したがって、過去の噴火や発達ステージなどを調べて、予想される噴火の様式・規模・地点などを決めることができます。過去の大きな噴火と同じ噴火が生じた場合、という設定はよくおこなわれます。この予想される噴火が生じた場合、降灰、噴石、火砕流、泥流、溶岩流などがどの範囲に及ぶかを、それらの運動機構と火山地形の条件とから推定して、図に示したのがハザードマップです。

史上最大の火山泥流災害をひき起こした1985年のコロンビア・ネバドデルルス火山噴火の直前にハザードマップが急いで作成され、泥流によって壊滅し死者2.1万人を出したアルメロの街は危険域と明示されていました。しかしこの大被害を防ぐことはできませんでした。ハザードマップという1次情報を被害軽減にまで結びつけるには、住民に適切な防災対応行動をおこなわせる種々の方策が欠かせません。

危険域予測の精度は災害事象によって異なります。大規模な火砕流の危険域は火口からある半径の円内というように、きわめて大まかに推定せざるを得ません。これに対し泥流は、その運動が地形により決められるので、火山山麓の谷地形に基づいて、危険域を精度よく限定することができます。火山の谷は山頂から放射状に伸びるので、泥流や火砕流が1つ隣の谷に流入すれば、山麓では大きく離れたところに到達します。ハザードマップを利用する場合、それがあある仮想噴火に基づいていること、災害事象によってその精度が異なること、噴火が大規模になれば危険域は限定し難くなること、したがって安全域を保証するものでないこと、などを理解している必要があります。

火山噴火災害の特徴の1つは、その発生が比較的少数の活動的火山に明確に限られることです。しかし一方、噴火規模が巨大になり危険域が広範囲になるという可能性があります。火山噴火は大量の熱エネルギーによる火山内部からの激しい変動です。構造物などによるハードな方法での抵抗は基本的には無意味です。したがって火山からできるかぎり離れるという敬遠方策が基本の対応策にならざるを得ないでしょう。

## IV 大雨・強風災害

### 26. 大雨・集中豪雨の発生条件

大気中に含まれる水蒸気が、非常に細かい水滴(高空では氷の粒)に変わると雲となり、この水滴が集まって大きくなると、雨となって落ちてきます。水蒸気を水滴に変えるのは気温の低下です。大気を含むことのできる水蒸気量は気温が低下するほど少なくなるので、含まれる水蒸気の量が同じでも、気温の低下に伴って湿度は高くなり、飽和すると(湿度100%を超えると)、その超えた分の水蒸気が水滴に変わります。気温低下の主な原因は、大気の上昇に伴う断熱冷却です。上昇すると気圧が低くなるので大気は膨張し、この結果として気温が低下するからです。

大まかな目安として、1年に降る雨の10%程度が一度に降ると災害になります。この雨量は、北海道でおよそ100mm、西日本の太平洋岸で200~300mmです。このような大雨は、多量の水蒸気が急速に水滴に変わることによって起こります。水蒸気を水滴に変える働きをするのは上昇気流ですから、水蒸気を多量に含む大気が速く上昇すると、強い雨になります。しかし、雨量が多くなるにはそこにある水蒸気の量だけでは不十分で、周りから湿った大気が流れ込む必要があります。つまり、強い上昇気流と周りからの継続的な水蒸気供給との組み合わせが、大雨の発生条件です。

上昇気流には対流性、地形性、収束性があります。暖かい空気は軽いので浮力によって上昇します。もし上昇していった先の気温がより低い(したがって重い)と、上昇は更に続きます。すなわち、大気の下層と上層との気温差が大きいと不安定な状態となり、強い上昇気流が生じやすくなるのです。このような対流不安定状態は、夏の強い日射により地面が熱せられることでも生じますが、季節を

問わず大規模に起こるのは、上空への寒気の流入です。これは背の高い積乱雲をつくり強い雷雨を降らせませす。

山があると気流はその山腹に沿って這い上がります。これは地形性の上昇気流で、風上斜面に雨を降らせませす。台風による雨がしばしば紀伊半島・四国・九州の山地の南東斜面で多くなるのは、この地形効果によるものです。ある場所に違った方向から風が吹き込んできてぶつかると(収束すると)、そこが収束性の上昇気流の場所になります。低気圧は、気圧が低くて周りから大気が集まり上昇するという、収束性の上昇気流が生じるところです。

雨の源となる水蒸気の供給源は海です。日本では南方海上からの暖かく湿った気流、いわゆる湿舌が、多量の水蒸気を継続的に送り込む働きをしています。南方海上に台風があると、ここから太平洋高気圧の縁に沿って湿った気流が日本列島に流れ込みやすくなります。このとき、日本付近に前線が停滞し低気圧がその上を移動しているというような状態にあると、大雨になります。

数十 km 四方以下という比較的狭い範囲に、3～4時間で150～300 mm といったような強さで、時間的・場所的に集中して降る雨を、一般に集中豪雨と呼んでいます。このような激しい雨は、強い上昇気流により背が高く発達した積乱雲が、いくつも引き続いて襲来することによって生じます。雨は激しい雷雨となり、断続的に強く降ります。雲の背が高いので、日射がさえぎられて昼間でも真っ暗になります。湿った大気が流入するので蒸し暑くなり、下層の雲は激しく動きます。

多くの場合、集中豪雨は積乱雲の世代交代のしくみで起こります(図13)。積乱雲中の強い上昇気流により水蒸気が水に変化して生じた雨滴は、合体して大きく成長し上昇気流に打ち勝って、やがて落下し始めます。落下する雨滴は空気を引きずりおろして下降気流をつくります。この気流中では雨滴が蒸発して温度が下がるので、冷たい下降気流が生じます。この下降気流は周りに吹き出し、流入してきた暖かく湿った空気とぶつかって、隣に新たな上昇気流の場をつくり、積乱雲を新しく成長させませす。最盛期を過ぎると積乱雲中の上昇気流はしだいに弱まるので、1つの積乱雲の寿命はほぼ1時間以内ですが、こうして子から孫へと積乱雲が自動的に増殖していく条件がある場合に、強い雨が続きます。

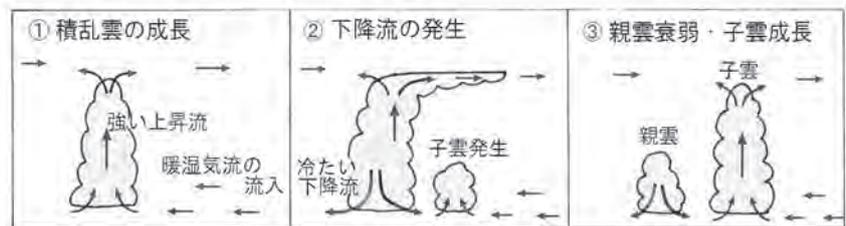


図13 積乱雲の世代交代(集中豪雨の機構)

## 27. 大雨の観測と予報・警報

アメダス、気象レーダーおよび気象衛星を使用して、大雨の観測と予報はおこなわれます。アメダスの観測地点は全国に約1,300カ所あり、平均の間隔は17 kmです。これらの地点の気温や雨量などを自動観測して東京へ集め使用に供されます。気象庁のレーダーは全国で20基あり、それぞれが直径300 kmほどの範囲をカバーし、即時に雨雲の分布を示します。気象衛星は赤道道を周回する静止衛星で、地球の半分近い範囲についての雲や水蒸気の分布などを示します。レーダーは、電波の発信と受信を高速度で繰り返し、雨滴などの物体に反射して戻ってきた電波の強さを明るさに変え、その分布を映像として示す装置です。

大雨警報・暴風警報などの気象警報は、重大な災害が起こるおそれがあることを警告をする予報であり、雨量や風速などがある基準を超えると予想される場合に発表されます。この基準は、過去の災害時気象状況にもとづいて地域・地区ごとに定められており、大雨警報では1時間雨量50 mmや3時間雨量80 mmとされている場合が、全国的に大多数です。

雨量がこの基準を超えるという判断は、アメダスと気象レーダーの観測データに基づく降水短時

間予報によりおこなわれます。レーダーから発射され雨滴に当たって戻ってくる電波の強さは、雨滴の粒径の6乗にも比例し雨水の総量をそのまま示さないで、アメダスの実測値などにより受信電波の強さを補正して、実際の雨量に相当するものに直しています。これは解析雨量と呼ばれます。降水短時間予報は、過去および現在の解析雨量が示す降雨域の動きなどから、6時間先までの雨量分布を予測するものです。記録的短時間大雨情報は、基準とした激しい雨(数年に1度程度しか起こらないような大雨)を観測したり解析したりしたときに発表されます。

土砂災害警戒情報は土壌雨量指数を発表基準にしています。土砂災害の発生には、浸透して地中に留まっている雨水の量が関係します。そこで、地中を孔の開いたタンクになぞらえ、上から解析雨量と今後予想される雨量をインプットして、各時点にタンク内に留まっている水分量を計算し、土砂災害の危険にかかわる土壌雨量指数としています。洪水警報は、流域をやはり孔あきのタンクにモデル化して下流への流出量を示す流域雨量指数を計算し、発表の基準にしています。

水害を発生させる限界の日雨量は、年平均降水量の10%程度です。したがってこの値は地域によって違い、北海道で100 mm、関東・東海で150 mm、南九州で200 mmほどになります。これはおおよその目安であり、水害の種類によりその降雨強度(ある時間内の雨量)は異なります。大流域の河川の洪水では最大2日雨量など長時間の雨の総量が関係し、流域が小さくなるほどより短時間の降雨強度に支配されるようになって、都市域の内水氾濫では1時間程度の降雨強度が、土砂災害では2~3時間程度の降雨強度およびそれに先行する降雨の量が関係します。噴火直後の火山における泥石流では10分間程度の強雨の強さがその発生にかかわります。

その地域の降雨データの長期間統計値にもとづいて、ある強さの雨が何年に1回起こる規模のものか、あるいはある期間に予想される最大の降雨強度はどれだけかという確率的な値が求められます。これは、再現期間あるいは確率降雨と表現され、大雨の頻度・強度をより正しく表す値になります。堤防などの河川施設はこの再現期間にもとづいて建造されています。

## 28. 台風の発生・移動の条件と危険域

台風やハリケーンなどの熱帯低気圧は直径数百 km ほどの大気の渦で、そのエネルギー源は熱帯・亜熱帯の海域の暖かい海水のもつ大量の熱です。この海域はほぼ偏東風(貿易風)のゾーンであり、大気の渦はその波動によって発生し成長します。渦の中心には周囲から気流が集まってきて上昇し、断熱膨張により水蒸気が水滴に変わって海水から得た大量の熱エネルギーが放出され、渦がさらに発達していきます。

熱帯低気圧の発生には高い海水温の条件に加え、大気を回転させる元となるコリオリ力が必要です。コリオリ力は地球の自転により生じる見かけの力で、その大きさは緯度の正弦(サイン)に比例し、赤道ではゼロです。したがって低緯度では大気の波動をつくる力が弱いので、赤道から緯度10°ぐらいまでのところでは、海水温は高くても熱帯低気圧はほとんど発生しません。

さらに海流の条件により、熱帯低気圧は海洋の西部で多く発生します。北半球における大洋の中・低緯度域では、コリオリ力の作用により時計回りの海流が流れます。したがって大洋の西部では海流は低緯度から高緯度へ向かうので、暖流(黒潮など)が流れます。この結果として大洋西部ではより高緯度まで海水温度が高くなるので、熱帯低気圧が多く発生し、また高緯度にきても衰えずに進行します。

太平洋西部の低緯度海域(主としてフィリピン東方海域)で発生した台風は、黒潮に沿い勢力を維持・拡大しながら北上して、日本列島に襲来します。発生域を吹く偏東風に流され亜熱帯の太平洋高気圧の西縁を回り込むようにして北西に向かい、北緯25度付近(ほぼ沖縄の緯度)にある亜熱帯高圧帯の気圧の尾根を越えると、偏西風に流され速度を速くして北東に向かう、というのが典型的なコースです。したがって台風の経路は、太平洋高気圧の位置と勢力および上空の気流の状態に左右されます。

台風内の大気には、気圧傾度力、コリオリ力、遠心力、摩擦力の4つの力が作用しています。ここで中心との気圧差(気圧の傾き)により生じる気圧傾度力が基本的な力であり、これによって大気は台風中心の方向に動かされます。しかし大気が運動すると、その運動の右方向に働くコリオリ力が作用するので、運動は右にそらされます。

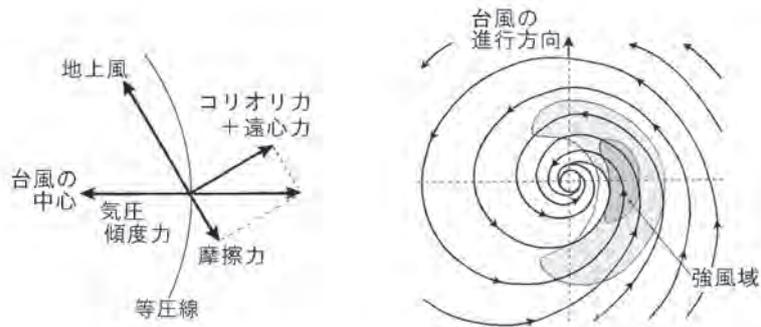


図14 台風中の大気に作用する力(左図)および風の流線と強風域(右図)

さらに渦の回転による遠心力が加わって、結局のところ、等圧線の接線の方向に左回り(反時計回り)で吹くことになります。これは高空の場合ですが、地表近くでは地面との摩擦力が運動の反対方向に作用します。これらの力の合成および釣り合いの結果として、等圧線と約30度の角度をもち、反時計回りに内側に向かってらせん状に吹きます。このため台風の雲は左巻きの渦巻き状です(図14)。

台風の移動速度は、偏西風の流れに乗ると秒速20m(時速72km)以上にも達します。台風進行の右側(一般に東側)では、左巻きに吹き込む風の速度に移動速度(実際にはこの半分程度)が加わるので、その反対となる左側(西側)に比べて風がより強く吹くことになり危険です。このため進行右側は危険半円と昔からよばれています。

台風の眼は、遠心力が働いて風がそれ以上吹き込めない範囲で、台風が弱まると無くなります。眼の周りには強い上昇気流によるタワー状の積乱雲がそそり立ち、強い雨を降らせています。外に向かってらせん状に伸びる雲の帯(レインバンド)のところでも強い雨が降ります。

台風の勢力は「大きさ」と「強さ」で表現されます。「大きさ」は風速15m/秒以上の強風域の半径により、「強さ」は最大風速により分類されています。最大風速などの気象データは、気象衛星の画像が示す台風の雲の形や特徴とその変化を数値化し(ドボラック法)、それと最大風速との統計的な関係から求められます。つまり実測値ではなくて推定による値です。

台風はその発生・移動の経過が完全にとらえられています。見失うことはまずありません。地震や噴火などに比べれば、ほぼ完全に予報されていることになりませんが、台風被害を防ぐにはさらに、洪水・山崩れ・高潮などの予測が必要です。

## 29. 治水施設の規模を決める基準

河川のある地点の流量は一般に、大雨が降ると急速に増大し、ピークに達した後はゆるやかに減少していくという時間経過を示します(図15)。この流量変化の曲線をなだらかにしピーク流量を小さくすることが河川洪水対策の基本です。これは通勤ラッシュ対策と同じです。

中小の規模の河川では、大雨時の最大流量は、流出率、雨の強さおよび流域面積を掛け合わせた大きさになります。流出率は、河川のある地点の上流域(集水域)に降った雨のどれだけの割合がその

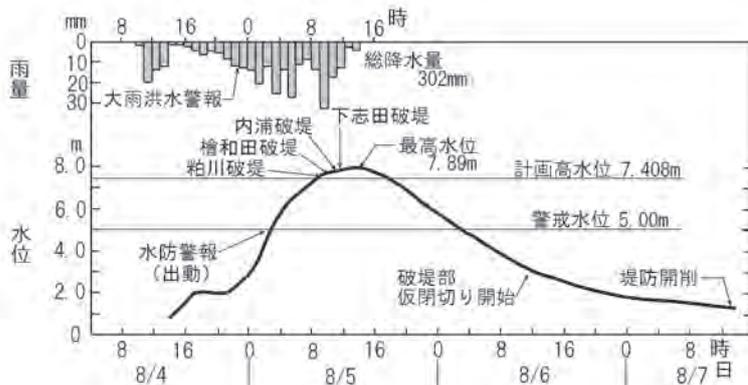


図15 洪水の水位の時間経過(ハイドログラフ)の例  
1986年台風10号時の宮城県・吉田川(落合地点)

地点に流れ出してくるかを示す値で、地中への浸透や地表面での貯留の量が多いほど流出率は小さくなります。日本の山地河川では0.75～0.85、平地小河川では0.45～0.75程度の大きさです。

森林が伐採されたり農耕地・緑地が市街地化されたりすると、浸透や貯留の能力が低下し、また雨水が地表を流下する速度が増すので、大雨時の流出率は増大します。降った大雨の総量が同じであっても、それが集中して河川に流れ出し、最大流量(あるいは最高水位)を大きくすることがなければ、洪水の氾濫が生じないか、あるいは洪水の規模が小さくて済みます。

堤防はピーク時の流量を溢れさせないようにする治水施設です。この建造計画は河川の重要度、具体的には対処しようとする豪雨の再現期間(その豪雨は何年に1回の頻度で生じるか)を与えることから出発します。重要度は、A級(再現期間200年以上)、B級(100年～200年)、C級(50年～100年)、D級(10年～50年)、E級(10年以下)に5区分されています。A級には、利根川、石狩川、北上川、信濃川、木曾川、淀川、筑後川など主要大河川や大都市圏の河川の主要区間が入っています。

この再現期間の豪雨が流域に降った場合に生じる最大流量を長年月の気象観測データに基づいて計算し、これを溢れさせないように兩岸の堤防間の間隔と堤防の高さを決めます。十分な高さや間隔の堤防をつくる余裕がない場合には、上流山地に貯水ダムを、平野内に遊水地を設けて洪水を一時貯留し、最大流量を減少させます。河幅が決まれば最大流量時の水位が決まりますが、この想定洪水時の水位(計画高水位)は現在の堤防が防御できる最大の洪水位を明確に示します。実際の堤防の高さはこれに0.5～1mほどの余裕高を加えて造られています。

このように治水計画は、重要度の設定という政策的判断を基礎としています。また技術的計算においても、どの期間や場所の雨量観測データを使うか、どの豪雨例を採用するか(これは雨の時間的集中度を決める)、どの計算式を使用しそれにどのような係数や条件を与えるかなど、ある判断で決めねばならない事項がいくつもあるので、同じ再現期間から出発しても計算によって出てくる最大洪水流量はかなりの幅を持つことになるはずですが、また、これにもとづいて建造される施設だけでは防ぐことのできない規模の洪水が、ある確率で存在するという事を明らかな前提にしています。

### 30. 河川堤防の破堤が起りやすい箇所

大きな河川洪水災害は破堤の発生から始まるので、破堤の起りやすい場所を知ることがまず重要です。破堤の原因には、越流、洗掘(洪水流による侵食)、崩壊、漏水があります。なかでも越流は最大の要因で、破堤の大部分にこれが関係しています。

堤防をオーバーフローして水が溢れ出すと、堤防の上面(天端)や側面(のり面)がその流れにより侵食されます。越流が生じるまでには高い水位が続くので、これにより水が浸透して堤防が弱くなります。洪水流が堤防に突き当たるとのり面や基礎が洗掘されます。水の浸透による堤防内の地中水位上昇は、通常の斜面崩壊と同じようなのり面崩壊を起こします。河川水が漏れ出すと土砂が洗い出されて漏出口や水みちが拡大し、漏水がさらに激しくなります。堤防の幅が高さに比較して狭いと、堤防中の地下水面が堤防の外側基部にまで達して漏水が始まります。

これらが起りやすい河道地形や施設の条件には、河道屈曲部(水衝部)、支流との合流地点、河幅が狭くなっているところ(狭さく部)、河川工事により旧河川が締め切られた箇所、橋・堰の上流側、取水施設の設置箇所、河床勾配の急減部、未改修や工事中の箇所などが挙げられます(図16)。

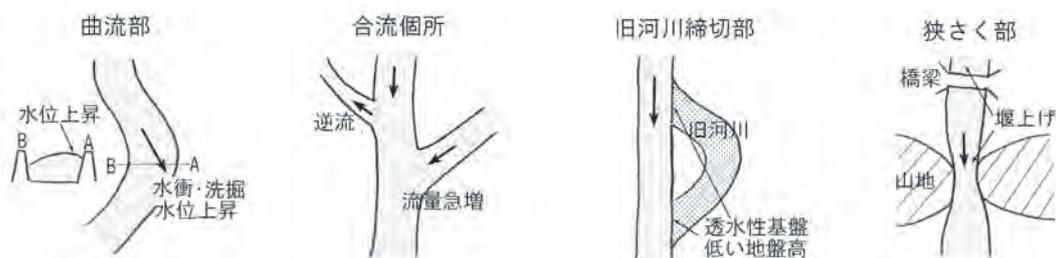


図16 河川堤防の破堤が生じやすい箇所

河道の屈曲部では外カーブ側(河道内からみて堤防が外に張り出したところ)に洪水流が突き当たり、その洗掘作用によって堤防のり面が侵食を受けます。また、洪水流に遠心力が作用して水面が外カーブ側に盛り上がり水位が高くなります。

大きな支流との合流地点の付近では、流量の急増により本流および支流の水位が上昇します。本流の出水が大規模な場合には支流への逆流が生じ、弱いことの多い支流堤防が破壊されます。支流からの洪水の流入が本流の流れに渦をつくり、その洗掘作用によって堤防のり面や基礎が洗掘されることもあります。狭さく部では、洪水の流れが妨げられて上流側で滞留し、水位が高くなります。自然地形では盆地の下流端で、人工河道では台地・丘陵を切り開いたところでこのような狭まった個所がよくみられます。

橋脚は洪水流に対する大きな抵抗となって上流側水位を高め、逆に下流側水位を低下させます。流木などが引っ掛かれば水位のせき上げはさらに大きくなります。こうして生じた大きな水位差と基礎洗掘のために橋脚が転倒し橋が流されると、せき上げられていた水が一気に流れて、下流に段波状の洪水を起こします。堰は文字どおり上流部の水位をせき上げる施設です。

屈曲部のショートカットや別の河道への付け替えがおこなわれると、以前の河道を横切って新しい堤防が築造されることとなります。この旧河川閉切箇所につくられた堤防の基礎は最新の河床堆積層からなり、透水性が大きく締めりがゆるいなどの弱い地盤です。また、堤内地(河道の反対側で堤防により護られた土地)は旧河川敷であって地盤高が低いところです。これらは漏水が生じやすい条件です。この個所からは旧河川の凹地や水路が続いているので、農業用水の取水のために樋管など堤防を貫く工作物がつくられることが多く、漏水が生じやすくなります。河床勾配が急に緩やかになるところでは流速が急減して水位が上昇します。これらの箇所を、ふだんにまた出水時に見回りをして、異常の早期発見を一般の人もおこなってほしいものです。

洪水の氾濫を防ぐために、いろいろな水防活動がおこなわれます。もっとも一般的なものは堤防上への土のう積みで、水圧に耐えるために杭を打ち込むなどして補強します。オーバーフローする流水による侵食を防ぐためには防水シートを張ります。強い洪水流による河道側の堤防のり面の侵食を防ぐためには、枝葉のついた樹木や竹に重しをつけてのり面をカバーする木流し工法があります。堤防から水が漏れ出すという漏水対策で特色あるものに月の輪工法があります。これは漏水箇所を囲んで半円形に土のうを積み上げ、溜まった水の水圧でそれ以上の漏水を防ぐものです。

### 31. 平野の地形が洪水のタイプを決める

日本の平野のほぼすべては河川の堆積平野で、洪水時の水と土砂の氾濫の繰り返しによって形成されてきたものです。その地形特性は今後起こる洪水の氾濫の様相を、したがって氾濫危険度・危険域をほぼ決めています。

平野とは、現在の河床あるいは海面からの比高が小さい平坦地で、河や海的作用によってつくられ、現在もその作用を受ける可能性のある土地です。平野には、谷底平野、扇状地性平野(緩扇状地)、氾濫平野(氾濫原)、三角州、海岸平野などがあります(図17)。また、人工の土地として干拓や埋立てによる平野があります。一般にこの図のように、上流から扇状地性平野、氾濫平野、三角州の順に並

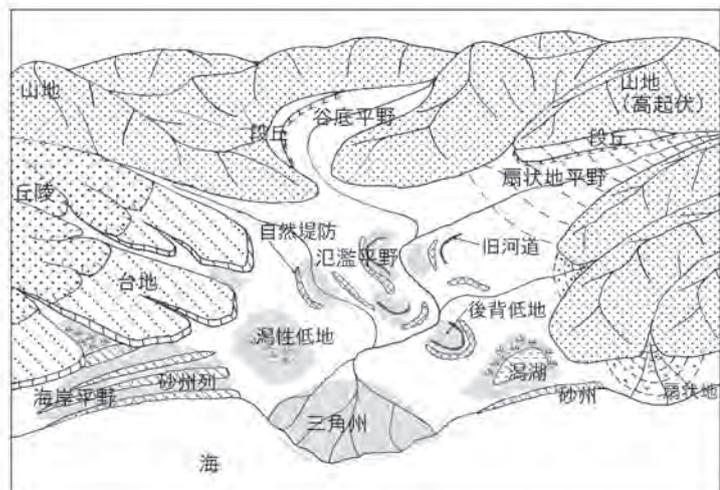


図17 平野の地形

びます。勾配はこの順に緩やかになり、構成物質は礫から砂、ついで泥と細かくなります。

上流山地内に盆地のようなやや開けたところがあると、谷底平野が形成されます。山地内の谷底平野は、勾配がかなり急であり両側が山地で限られているので、水深の大きい激しい流れの洪水が起こる場所です。台地内の谷底平野では激しい洪水は起きませんが、市街地化が進むと浸水被害が頻繁に生じます。扇状地は、河川が山地から開けた平野に流れ出るところに砂礫が堆積してできた地形で、等高線は半ば開いた扇のように描かれます。洪水は最大傾斜の方向に放射状に流れ、河から大きく離れたところにまで達することがあります。

氾濫平野は、河川が氾濫を繰り返し、流路を変え、土砂を堆積してつくりあげた平野主部です。勾配は緩やかで、 $1/1,000 \sim 1/3,000$  程度です。平野内には、洪水時に砂質物が河岸に堆積してできたやや高い自然堤防（比高が  $0.5 \sim 3$  m 程度）、最近まで河道であった溝状凹地の旧河道、浅い皿状の凹地である後背低地があり、小さな起伏を示します。洪水の流動方向と浸水域は、これらの小起伏地形の配列と平野の全体としての傾斜方向によって決められます。

三角州は、河川が海に流入し運んできた砂泥が海流や波の作用を受けながら堆積してできた地形で、沖に向け開いた三角形や扇形のような形になるのでこの名が付けられています。河流は合流ではなくて分流し、その間に州をつくっています。海面とほぼ同じ高さの低い平らな土地であり、浸水を被りやすい排水条件の悪い地形です。三角州の海側にある干潟を堤防で締め切って陸化したのが干拓地で、これは言うまでもなく最も低湿な土地です。

河川がほとんど流れ込んでいない海岸に、主として沿岸流によって運ばれてきた砂が堆積して形成されたのが、典型的な海岸平野です。隆起により浅海底が陸化してできるものもあります。ここでは砂丘や砂州が海岸線に平行して発達することが多く、これらは陸地を閉ざして内陸に排水の悪い低湿地をつくります。入り海が閉ざされた場合には潟ができます。潟起源の凹地は浸水の危険が非常に大きい場所です。

河川や海岸の低地から崖によって区切られ、それらよりも一段と高いテーブル状の地形が台地や段丘です。台地面や段丘面は、河川の氾濫水や高潮・津波の浸水を受けるおそれはなく、ほぼ平らなため土砂災害は起こり得ず、また、地盤は低地に比べより硬くて地震の揺れは大きくはならないので、総合的にみて災害の危険がもっとも小さい地形です。

日本の河川は山地から多量の土砂を運搬するので、平野内において河床は上昇傾向にあり、いわゆる天井川が一般的です。このような平野では、氾濫水は河道から離れ平野内に広く流入します。上流山地内に大きな盆地がある場合のように、下流の平野に運ばれてくる土砂量が少ない河川では河流が平野面を掘りこんで、河道部の地盤高がより低い侵食性河道になっています。この侵食性の平野では、連続堤防がつくられていないこともあって、氾濫域は地盤高のより低い河道周辺に、氾濫流入量と地形に応じて広がります。大陸の広大な平野を流れる大河川は河口部を除き侵食性です。

### 32. 氾濫流の運動と地形条件

越流や破堤によって河道から溢れ出た水は、低きにつくという自然の理に従い、基本的には平野の最大傾斜の方向に流れ、より低い場所に集まります。平野内には、自然堤防と呼ばれるさまざまな形や高さの微高地、小河川堤防・道路のような線状の構造物などがあり、洪水の運動を制約しています。氾濫流入量が少ない場合には一般に水深が小さくなるので、このような地形・地物とその配列のしかたが大きく影響して、浸水域がより限定されます。低いところが浸水するということには必ずしもなりません。流れの先を閉ざすように自然堤防や道路などが配列していると、流れがせき上げられて、局地的に激しい洪水流が生ずることがあります。本流と支流の堤防によって下流側が閉ざされて袋状になっている低地では、氾濫水が滞留し浸水深が大きくなります。

水流の流速は地表面勾配が大きいほど、また水深が深いほど速くなります。日本の大河川がつくる平野の勾配は一般に  $1/1,000$  以下であり、三角州域では  $1/5,000$  以下にもなります。平野内に広く

拡散するタイプの洪水では、浸水深は一般に1～2m程度です。したがって、広い平野内における水深の大きくない洪水では、氾濫域が進行する速度はあまり速いものではありません。

1947年の利根川の洪水は60kmにわたって流れて3日後に東京湾に達したという大破堤洪水でした(図18)。この利根氾濫流は自然堤防に囲まれた後背低地内に一時的に貯留されながら流下したので、中流域における洪水の平均進行速度は、時速1～2km程度でした。このように大きな河川の平野における氾濫域の広がり速度は、人が普通に歩く速さ程度以下ですから、余裕をもって家財などの退避や避難をおこなうことが可能です。ただし、破堤口に直面する低地内や堤内地河川・排水路内では速く流れるので、注意しなければなりません。

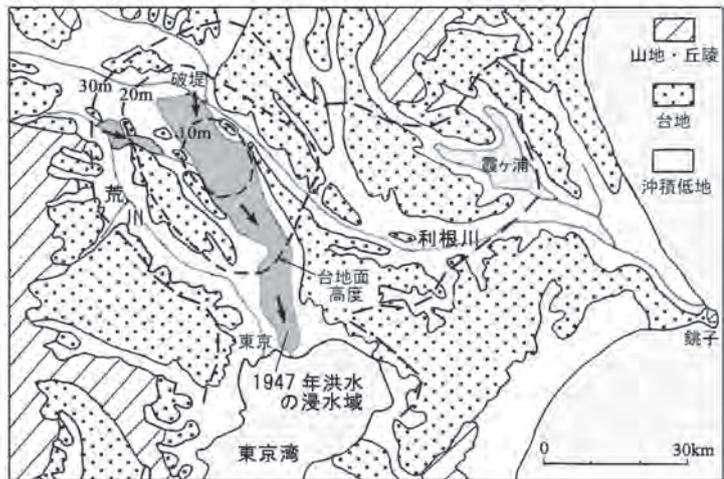


図18 関東平野の地形と1947年の利根川・荒川の氾濫域共に付替え前の旧河道に沿って流下した

平野の地形を知る最も一般的な手段は地形図です。日本全域について作成されている地形図に、国土地理院作成の2万5千分の1と5万分の1の縮尺の地形図があります。地形図では高さが等高線によって表現されています。等高線の高さの間隔は、2.5万分の1で10m、5万分の1で20mで、平野のような傾斜の緩やかなところでは、この1/2あるいは1/4の高さ間隔の等高線が描かれています。実距離は図上での長さに縮尺の分母を掛けたものになります。こうして得られる高さや距離とから、斜面の傾斜角、崖の高さ、平野の平均勾配、河や海からの距離と比高などの、災害の危険性に関する基礎的な地形量が求められます。等高線で表現されないような小さな起伏は、集落・林地・畑・水田など土地利用状態を色分けして示すと、浮かび上がってきます。水田は低いところ畑はより高いところにつくられ、集落は平野中の微高地に立地しているのが通常だからです。とくに古い地形図ではこの方法が役立ちます。

平野における洪水では、数10cm程度の地盤高の差でも、浸水するかしないかの違いになって現れます。かなり離れたところにある河床や水田からの比高などを直接測る簡単な方法に、重りつきの紐を取り付けた三角定規などで見通す、という方法があります。距離は自分の歩幅を調べておいて歩数で測ることができます。

飛行機が飛びながらカメラを下にまっすぐ向けて、撮影範囲が重なるように連続的に撮った航空写真では、広い範囲の地表を立体的に見ることができるので、地形の調査には欠かせない手段です。練習すれば道具なしの肉眼でも立体的に見ることができます。

### 33. 洪水の流れの強さは重要な危険情報

洪水の流れの勢いが小さいと建物は浸水だけで済みませんが、それがある限度以上になると建物は壊され流されるようになって、大きな被害となります。この洪水流の及ぼす力の大きさは、浸水域や浸水深と同じように重要な危険情報です。

水流中にある物体が受ける力(流体力)は流速の2乗と水深との積で与えられ、これはまた水深の約2乗と流れる場所の地形勾配との積によっても示されます(図19)。

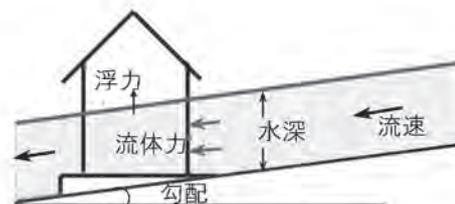


図19 水流の作用力  
水流中の物体に作用する力は水深×流速の2乗に比例

水深の影響はより大きく、深い流れは強い力を建物など水流中にある物体に加えます。水深は流れの力を受ける断面積の大きさを示すものですが、これはまた浮力にも関係します。水深が深いと浮力も大きくなり、建物のような重いものでもわずかに浮き上がると簡単に押し流されます。

勾配の緩やかな開けた平野における洪水は、横へ拡がって水深が小さくなるので建物を破壊するほどの力はなく、破堤箇所付近などを除きほぼ浸水をこらむだけで済みます。これに対し山地内の谷底低地のような地形では、拡がり制限されて水深は大きくなり、また地形勾配は大きいので、流れの力は非常に大きくなって、建物などを押し流す力を持つようになります。これまでの災害例では谷底低地の勾配がほぼ 1/300 以上のところで激しい洪水災害が起こっています。山地上流域で山崩れや土石流が発生すると、多量の土砂や流木が運搬されてくるので、洪水流の力はさらに大きくなります。山麓で谷が開けたところでも勾配は大きいので、谷出口直下では激しい流れが生じます。

このように、勾配が大きく幅狭い谷底低地や山麓の谷出口付近では、破壊力の大きい洪水流が発生します。多数の死者や家屋の流失・全壊をひき起こした洪水災害の大部分は、このような地形のところにある市街地で起こっています。なお現在では、ある深さ以上の床上浸水を半壊や全壊などと判定するようになり、被害区分が直接の破壊の大きさを反映しないようになってきています。

この山地内における洪水を防ぐハード対策は貯水ダムの建造です。狭い谷底のため高い堤防をつくる余地はほとんどありません。しかしダムは一般に利水を兼ねていてできるだけ水を貯めておこうとしているので、洪水を調整する能力には限界があります。また、満水近くになったら放流せざるを得ないので、これが危険をもたらします。

周辺山地内に降った雨水はすぐに谷底内に流出してくるので、河川の水位上昇は急速です。したがって警報・避難の態勢が、他のタイプの洪水に比べ格段に重要です。ただし避難をおこなう場合には、同時に山地側からの土砂災害の危険にも注意を向けねばなりません。谷底の側面に分布することの多い段丘面上が、比較的安全な居住地です。

河川洪水による死者の多くは、家屋の流失・全壊に伴って生じます。日本の木造家屋はかつては土台石の上に木の土台を乗せるという置き基礎でした。この場合、浸水すると浮力によってたやすく浮きあがります。わずかでも浮かば流れの力で動かされ破壊されます。現在では土台はコンクリート基礎にボルトで固定されていて、流失家屋は非常に少なくなり、これに伴って洪水による死者もまた大きく減少しました。

### 34. 内水氾濫は市街化により激しくなる

平らな土地に強い雨が降ると、雨水がはけずに地面に溜まります。低いところには周りから水が流れ込んできて、浸水の深さが大きくなります。排水用の水路や小河川は水位を増してまっさきに溢れ出します。このようにして起こる洪水を内水氾濫と呼び、本川(主要河川)の堤防が切れたり溢れたりして起こる外水氾濫と区別しています。

内水氾濫による水害がとくに問題となっているのは、都市やその周辺の新興市街化地域においてです。都市水害の大部分は市街地における内水氾濫で、都市の構造がそれを激しくし、また、地下街の浸水など新しい種類の被害をつくりだしています。大都市域に大雨が降ると浸水家屋が 10 万棟のオーダーにも達することがあります。内水氾濫はゆっくりとした浸水で、人命への危険は小さいのですが、浸水戸数が多いと被害額が巨額になります。また、大量に発生するゴミの処理が水害後の難問の 1 つになります。

樹林地・草地・畑・水田などは、雨水を地表面上へ一時貯留し地中へ浸透させる働きを持っています。これが市街地化されると、雨水貯留の能力が大きく低下します。また市街地化は、屋根の占める面積の増大、道路・駐車場等の舗装などにより雨水が浸透しにくい土地の面積を大きくします。整地・路面舗装・側溝などは雨水の流れに対する抵抗(地表面の粗度)を非常に小さくして、流速を増大させます。

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(降った雨の量に対する流れ出た水の量の割合)が大きくなり、また流れが速くなって周りから低い土地に短い時間で集ってくるようになります(図20)。新設の道路などの構造物が流れを妨げて、新たな排水不良地を出現させることもあります。

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ほどです。このため雨の強さは同じであってもピーク時の流量は何倍にも増大します。ピーク流量が大きくなると、河道内に収容しきれずに溢れ出たり堤防を決壊させたりして、水害をひき起こし、またその規模を大きくします。

流域の市街地化は、氾濫が生じた場合に被害をうける住宅や施設が増加することをも意味します。内水氾濫の危険が大きい低湿地は地価が比較的安いために、住宅がまっさきに進出する結果として、水害常襲地が出現したりします。さらに、市街地化の進展に伴う高地価・用地難は、自治体の予算枠には限りがあるので、河川改修の進行を遅らせます。なお、都市の内水災害は市街化が低湿地にも急速に拡大した高度成長期に著しかったのですが、1980年代以降かなり減少してきています。

市街地が浸水した場合の死者発生原因には、冠水した道路を歩いていて深みにはまったり、側溝・排水路などに転落したりして溺れるのが大半です。浸水の深さがひざ上までになると歩くのが困難になります。もっと深くなれば浮力が効いて、足をとられやすくなります。下水の水圧によってマンホールのふたがはずれている道路が冠水すると、非常に危険です。地下街への階段、立体交差での路面の掘りこみ箇所(アンダーパス)、丘陵斜面を通る道路などでは、激しい流れが生じて人や車が押し流されることが起こっています。

### 35. 内水氾濫の危険地と浸水対策

内水氾濫が生じやすい地形には、平野の中より低い個所である後背低地・旧河道・旧沼沢地、砂州・砂丘によって下流側がふさがれた海岸低地や谷底低地、昔の瀉(出口が閉ざされた入り海)を起源とする凹地、市街地化の進んだ丘陵・台地内の谷底低地、台地上の凹地や浅い谷、地盤沈下域、ゼロメートル地帯などがあります。内水氾濫は繰返し起こることが多いので、浸水の履歴から土地の危険度を判定することが可能です。

雨水がはけずに溜まるという土地は、もともと排水条件の悪い地形で、かつては氾濫をおさえる働きをする自然の遊水地となっていた場所です。このような土地が市街地化されると遊水が有害水に変わり、大雨のたびに浸水する常襲地が出現します。市街地には道路・鉄道・宅地盛土など流れを妨げる地物が複雑に分布するので、地盤が高いところでも浸水が生じます。また、市街化の進展による排水条件の変化や排水施設の設置などにより、浸水域が時間とともに変化します。

内水氾濫常襲地は遊水地として残しておくべきところです。低湿地にポンプ場や排水路などの施設を設けたとしても、浸水をこうむりやすい土地であることに変わりはありません。これをあえて開発・利用する場合、こうむる被害あるいは防止対策の費用は、その危険な土地を利用し日常的な便益を得ていることの必要コストとして受け入れるのを基本とすべきです。近年大都市では地下ダム・地下河川の建造に巨額が投入されていますが、これをだれが負担するかは検討の余地があります。

内水氾濫の防止対策は、その地区への流入量(降雨の量および周辺から流れ込む量)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としては、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「溜める」「しみ込ませる」が基本となります。このことは河川洪水の場合でも全く同じです。

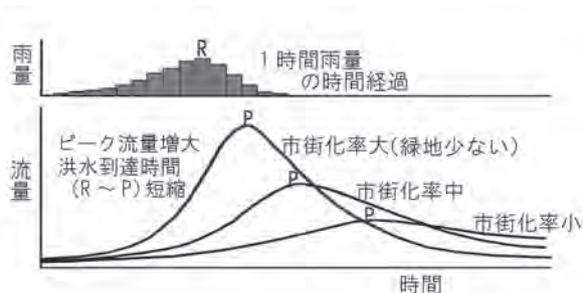


図20 市街化の進展に伴う流量の時間経過曲線の変化

都市域における貯留では、雨が降ったそれぞれの場所で溜めるという方法が中心で、建物の棟の間に溜めたり、広場、公園・緑地、運動場、駐車場などを谷間や凹地にあるいは浅く掘りこんだところに設け、大雨時に雨水を貯留させるという方法がとられています。新規開発の住宅団地や工業団地などでは、開発域内の谷間に洪水調整池とよばれる小ダムを設けているところが多くみられます。

屋根に降った雨を導いて溜める貯留槽を各戸に設けるのは、雨水利用にもなり一挙両得です。地下に浸透させるのも貯留の一形式で、道路・駐車場の舗装や側溝・雨水枡・下水管などに浸透性の材料を使う、という方法がとられています。自然および人工の緑地・遊水地を積極的に保全することは、環境面および防災面の両面から非常に望ましいことです。

浸水に対抗する建築構造や住み方は、耐浸水(耐洪水)構造とも名づけられもので、浸水常襲地では昔からいろいろな工夫がされています。この方法には、① 建物を氾濫水から遮断する、② 建物の位置を高くする、③ 浸水はこうむっても被害を軽くすませる、があります。①の方法としては、敷地や建物の周囲を土手や防水壁などで取り囲む、建物外壁を防水壁でつくり出入り口には防水扉を設ける、があります。②の方法としては敷地に盛土する、基礎・土台を高くする、高床式にする、一階が柱・壁だけのピロティ構造にする、などです。盛土は最も一般的な方法です。ピロティ構造では耐震性に配慮する必要があります。③としては、2階建てにする、一階に家財・商品・在庫品などをあまり置かない、機械室は2階以上にする、一階に耐水・非吸水建材を用いる、家の周りを樹林で囲んで洪水や津波の衝撃力をやわらげる、などがあります。

### 36. 南に開く浅い湾で高潮の危険が大きい

高潮とは海面の高さ(潮位)が長時間にわたって平常よりも高くなる現象で、主として台風によって起こります。台風は、中心域での低い気圧による海水の吸い上げと、強風による海岸への海水の吹き寄せとによって海面を高くします(図 21)。この気象を原因とする海面上昇分を気象潮(潮位偏差)といい、これにその時々天文潮が加わったものが実際の潮位になります。

海水吸い上げ高は気圧低下量に比例し、1 hpa の低下で約 1 cm 海面は高くなります。陸上で観測された最低の気圧は 912 hPa、1 気圧は 1,013 hPa ですから、気圧低下量は 101 hPa になり、したがって吸い上げの高さはほぼ 1 m までです。

強風による海岸への海水吹き寄せの大きさは風速の 2 乗に比例します。この比例定数は吹送距離(湾の奥行きなど風が吹き渡る長さ)に比例し平均水深に逆比例するので、奥深く浅い湾で吹き寄せは大きくなります。開けた直線の海岸では海水が横へ逃げ、深い海では下にもぐって沖へ戻るため、吹き寄せは小さくなります。比例定数は危険湾の代表である大阪湾・伊勢湾・東京湾などで 0.002 ほどの大きさであり、観測された最大風速は島や岬を除くと 45 m/s 程度ですから、湾奥での吹き寄せの高さは最大で 4 m 程度になります。したがって、日本における高潮の最大潮位偏差は 4 ~ 5 m 程度が限度です。同じ海面波動である津波では上限を決めることができないのとは対照的です。

台風は南方から来襲するので、大きな高潮が発生する可能性が高いのは、南に向かって開く湾です。台風の中心に向かい反時計回りに風は吹くので、進行右側(危険半円)では台風の進行速度が加わって、風速がより強くなります。風が湾の中に真っ直ぐに吹き込むと、斜めに吹く場合に比べ海水の吹き寄せが大きくなります。したがって、高速度で進行する中心気圧の低い台風が満潮時に、水深が浅くて奥深い湾の西側を湾に平行に進むと、その湾奥で大きな高潮が発生します。東京湾の平均水深は 45 m、大阪湾で 30 m、伊勢湾では 20 m と浅いので高潮の危険が大です。これに対し駿

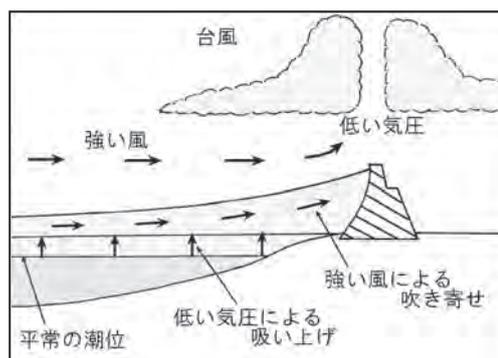


図 21 高潮の発生機構

河湾・相模湾はトラフ(浅い海溝)が入り込み湾の中央で1,000 m以上と非常に深いので危険は比較的小です。

1945～1999年の期間に1 m以上の最大潮位偏差を記録した高潮の発生回数は、伊勢湾10、大阪湾10、東京湾7、有明海7、四国南岸(土佐湾)5、瀬戸内海中西部8、九州南部(鹿児島湾)5です。これらの湾の沿岸には人口密集地区や臨海工業地帯があります。とくに、東京湾、大阪湾、伊勢湾の湾岸には大都市があり、またゼロメートル地帯が広いので、危険がひじょうに大です。

高潮の陸地内への流入は河川水の氾濫と同じ水理現象であり、水深・地表面勾配・地表面粗度などによって決まる流速で進行します。ただし河川氾濫水の場合とは違って、上り勾配の陸地表面上をさかのぼる状態になるので、進行するに従って水深と流速はしだいに低下し、とくに広いデルタの内陸では進行速度は大きく低下します。一方この間に、台風が遠ざかることによる気圧回復と風速低下により、海面は平常の潮位に向け低下していきます。一般に最大潮位の2時間後には半分程度に、5～6時間後にほぼ平常潮位に戻ります。潮位低下は海方向への水面勾配をつくり陸地内に流入した海水を引き戻すので、最大潮位までの標高の全域に浸水が及ぶことには必ずしもなりません。陸地内の小河川堤防・道路・自然堤防など流れの抵抗になる地形地物が多いと、到達限界標高はさらに小さくなります。この浸水位低下は勾配がゆるくて広い平野で大きくなります。

1959年の伊勢湾台風の高潮は、伊勢湾沿岸低地において死者4千人を超える大災害をひき起こしました。最大潮位3.89 mの高潮は、広大なゼロメートルのある濃尾デルタにおいて、海岸から最大で20 kmの内陸にまで達し、その到達限界の標高は0～1 mほどでした。一方、幅(奥行き)1 kmぐらいまでの狭い海岸平野では最大潮位近くの標高にまで到達しました。

### 37. 高潮は最大の人的被害をひき起こしている

南アジアのベンガル湾沿岸では人的被害の大きい高潮災害がたびたび発生しています。湾奥のガンジス川デルタに位置するバングラデシュでは、10年に1回の頻度で死者1万人以上の高潮災害が起こっています。とくに大きかったのは1970年の死者50万人以上、1991年の約30万人という巨大高潮災害です。また、ベンガル湾東岸のミャンマー・イラワジ川デルタでは、2008年5月のサイクロン・ナルギスの高潮により、公式発表13万人、国連推計32万人の死者・行方不明者がでました。ベンガル湾沿岸での大高潮災害の頻発は、非常に遠浅であるという高い高潮を起こす海岸地形の条件と、人的被害を大きくする社会的な要因(主として貧困)の組合せによるものです。

米国における最大の風水害は、テキサス州ガルベトンにおける1900年高潮災害で、死者数はおおよそ1万人でした。ガルベトンはアメリカ本土から4 kmほど離れた幅2～3 kmの細長い砂州に位置する街です。2005年にはハリケーン・カトリーナの高潮によりニューオーリンズが水没し、総被害金額は15兆円と史上最大規模になりました。ニューオーリンズは海面下の土地が大半を占める盆状の凹地に展開しており、高潮の危険がひじょうに大きいところです。

日本でも最大の風水害は高潮により起こっています。1828年9月のシーボルト台風(文政の大嵐)は有明海に最大4 mの高潮をひき起こし、有明海沿岸で約1.5万人、西日本全体で約2万人の死者をだしました。1959年の伊勢湾台風災害による全国の死者数は5,040、高潮被災市町村の死者数は4,000に達しました(図22)。

高潮は大きな流動力をもって広い海岸線にわ



図22 伊勢湾台風高潮の被害  
高潮が直撃し避難用の高地のないデルタ沿岸で人的被害度は非常に大

たり一斉に流入するので、避難がうまくおこなわれないと、このように大きな人的被害をひき起こします。しかしその発生予測は台風の前報にもとづき、湾ごとにかなり正確におこなうことができます。危険域は海岸に面する低地であることは明らかです。したがって適切な警報・避難により人的被害の発生を防ぐことのできる災害でもあります。

伊勢湾台風では高潮警報が12時間前に出されていましたが、大被害の防止には役立ちませんでした。この2年後、大阪は第二室戸台風の高潮により臨海低地が広範囲に浸水しました。しかし、高潮による直接の死者は数人ほどでした。テレビというこれまでになかった効果的な情報伝達手段を通じて、巨大台風の情報伝達と警戒・避難の呼びかけが前日から連続しておこなわれたこと、および、同じような土地環境にある名古屋における2年前の大高潮災害のいまだ生々しい記憶が多数市民の避難を促進させたことが、人的被害減少に貢献したと考えられます。その基礎には1935年室戸台風、1955年ジェーン台風などの直接の被災経験による土地の危険性についての認識があります。

災害経験は避難を促進する最大の要因ですが、この効果は風化しやすく、また、軽い災害の経験は危険の判断をかえって甘くするという面もあるので注意しなければなりません。満潮時には潮位は一層高くなり危険ですが、干潮時でも台風の強さやコースによっては大きな高潮は発生します。

### 38. 発達した積乱雲がもたらす突発災害

非常に発達した積乱雲は、強い雨に加え竜巻、突風(ダウンバースト)、落雷、降雹などの短時間の激しい気象現象をひき起こします。豪雪も発達した積乱雲により生じ雷を伴っています。

竜巻は激しく回転する縦長の大気の渦で、雲の底からロート状に下がってきて地表に接した幅狭い部分に激しい破壊作用を加えます。その発生条件は、上空が非常に低温で上下の対流が生じやすいという不安定状態の大気があり、それをゆっくりと水平方向に回転させる力が作用する、という2条件の組み合わせです。上空にいくにつれ風が強くなり、またその風向が変わっていくという状態にあると、大気の回転が起きやすくなります。

竜巻が発生した時の気象状況で多いのは、寒気・暖気の流れ、寒冷前線の通過、台風の接近などです。上空への寒気流入は対流不安定状態をつくり、背の高い積乱雲を発達させる主な原因です。前線は気温および風向が急変し大気の乱れが激しい境界です。台風接近時には、その進行前方の右側での発生が多くみられます。竜巻の大半は気象条件の急変がある海岸域で発生しており、内陸域で多いのは関東平野です。地表起伏の大きい山地ではほとんど発生しません。

アメリカにおけるトルネードとは違い、日本の竜巻の勢力は弱いので、被害は多くはありません。竜巻の強さをF0～F5の6段階で表す藤田スケールで示すと、最近50年間において、最大がF3で総数は5個であり、90%以上がF1以下です。死者数はアメリカで年平均100人近いのに対し、日本では年平均0.5人ほどです。竜巻は、激しく回転する風と急速な気圧低下により建物を吸い上げて破壊し吹き飛ばします。このため屋根や2階が無くなり、1階は残っているという家が多くみられます。

竜巻は全く突発的で、いつどこで起こるかわからない現象です。竜巻注意情報は、発達した積乱雲が接近してきており、およそ1時間以内に竜巻のような突風が起こるおそれがあると予想される場合に、県単位で出される注意喚起の情報です。県単位ということは、どこで起こるとはいえないが広い県内のどこかで起こる可能性があるという、場所は特定できない現象であることを示しています。

雹(ひょう)は非常に発達した積乱雲から落下してきた直径5mm以上の氷の塊です。直径は2cmぐらいまでが多いのですが、5cmを超える大きな雹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てすぐに一定の速度(終端速度)に達し、この終端速度で落下を続けます。直径2cmの雹粒の終端速度は秒速16m、5cmで秒速33m(時速120km)と高速です。

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が必要です。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。雹害が著しいのは、福島の内陸部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5～8月の、ちょうど作物の生育期にあたります。被害を受けることが多い作物は果樹・野菜などです。

雷には、強い日射により地表付近の大気が熱せられて生じる熱雷、寒冷前線における気流上昇による界雷、台風・低気圧の中心近くで発生する渦雷、地表気温の上昇と前線の影響とが重なって起こる熱界雷などがあります。上空への寒気の流入は、大気的不安定度を大きくして雷雲を発達させる主原因です。日本における落雷による死者は年間30～40人程度、焼失家屋は数十戸程度です。

### 39. 日本の豪雪の自然地理的条件

日本列島の日本海側は、その緯度・標高からみて世界でもまれな豪雪地帯です。これは日本列島がユーラシア大陸東縁の中緯度帯に位置し、日本海という海水温の高い背弧海盆を間にして連なる起伏の大きい弧状列島であることによります。背弧海盆は海溝でのプレート沈みこみの力により島弧内側の大陸プレートが下に引き込まれて形成されるもので、オホーツク海、ベーリング海など西部太平洋に多く分布します。日本列島弧の脊梁山脈の標高は2,000～3,000mと大きいので、大陸からの北西季節風は強制上昇をうけて風上斜面に降水をもたらします。

地球自転による見かけの力であるコリオリ力の作用により、北半球の高気圧からの風は時計回りのらせん状で吹き出します。このため冬季には、大陸の高気圧から北西の(高緯度からの)冷たい季節風が中緯度にある日本列島には吹きつけます。低気圧が日本の東方海上に進行すると、中心気圧が台風並みに発達し気圧の傾きが非常に大きくなるので、この風はひじょうに強くなります。

海流もコリオリ力により時計回りに流れるので、日本列島へは南からの海流、したがって暖流が流れてきます。この黒潮の一部が対馬海峡を通過して日本海に流入し海水温を高くしています。この暖かい海から蒸発した水蒸気が大量の雪の源です。西高東低の冬型気圧配置のとき日本海に連なる筋状の雲は、大陸からの寒気が海水温の高い日本海を横断する間に、下層が温められて対流不安定の状態になり、同時に海面から多量の水蒸気の供給をうけて生じた積雲の列です。

2万年前の氷河期最盛期には海面が約130m低下したので、対馬海峡は非常に狭い水路になり、黒潮の流入は遮断されていました。このため氷河期には降雪量は少なく、日本列島はかなり乾燥していました。現在は間氷期で海面が高く対馬海峡が開いていることが、豪雪の1つの条件をつくっています。

雪は、降っている時に、また積った状態で、さらにはそれが再移動したり融けたりすることによって、いろいろな障害や被害をもたらします。降雪時に強風が伴うと、交通障害を中心とした風雪災害が生じます。また、送電線等への着氷・着雪は、電力障害とそれに伴う広範な社会的影響をひき起こします。深い積雪は道路・鉄道の交通障害、建物倒壊、集落孤立、落雪被害、除排雪に伴う二次災害、樹木損傷などをもたらします。融雪は河川の流量を増大させて融雪洪水をひき起こします。融雪水が地下に浸透して、地すべりの滑動を再開させることもあります。雪に関係する死者の大半を占めるのが大量の重い屋根雪おろしの際における事故死です。この人的被害では高齢者の割合が多くて2/3程度を占め、豪雪山間部の過疎化を反映しています。

日本列島の日本海側では毎年のような豪雪は避けることができません。この自然の気候環境をどのように克服しそれにどれだけ適応していくかは、どのような生活形態や社会活動を選択するかという問題にかかわります。

## V 土砂災害

### 40. 大雨による斜面崩壊の起こりやすい場所

斜面崩壊とは、斜面の土砂・岩石の層が地中のある面を境にして滑り落ちる現象です。土砂・岩石が急速に運動する様式には、「滑る」の他に「落ちる」(落石など)、「流れる」(土石流など)があります。

斜面の地層は重力によりその傾斜方向に常に引っ張られています。一方、地層はそれに抵抗する力を働かせて、斜面の変形や移動を抑え安定を保っています。大雨や地震動の作用により地層内のある面において下に引っ張る力が抵抗する力を上回ると、この面で地層が断ち切られて(せん断されて)、上に乗る土塊が一体となって滑動します。

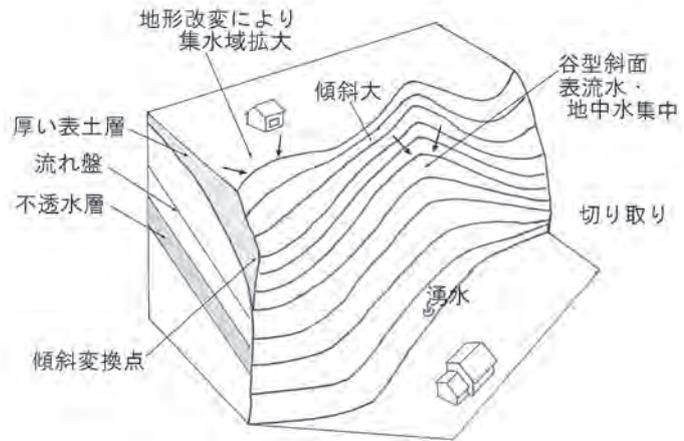


図 23 斜面崩壊の起こりやすい箇所

土塊を斜面傾斜の方向へ動かそうとする滑動力は、土塊の重量が大きいほど、また、斜面傾斜が急なほど大きくなります。斜面傾斜は崩壊を起こす最も重要でわかりやすい要因です。大雨による崩壊の場合、傾斜角が  $25^\circ$  以下ではほとんど発生しません。

滑動力に対抗するせん断抵抗力は、土粒子の間に働く粘着力と摩擦力とを加えた大きさになります。摩擦力は垂直応力(上に乗る土層が自らの重みで押さえつける力)と摩擦係数とを掛けた大きさになります。地層が地下水で満たされている場合には、水圧が発生して垂直応力を打ち消し、摩擦抵抗力を低下させます。滑動力がせん断抵抗力を上回る状態をつくりだすもっとも主要な誘因は大雨です。多量の雨水の地中への浸透による摩擦抵抗力の低下は、崩壊発生の最大の原因です。

大雨による斜面崩壊が発生しやすい箇所を整理して示すと、まず地形条件からは、斜面の傾斜が急なところ、斜面の途中で傾斜が突然急になるところ(遷急点)のある斜面、くぼんだ谷型(凹型)の斜面、上方に広い緩傾斜地をもつ斜面があげられます(図 23)。大雨による崩壊では傾斜角が  $30^\circ$  を超えると崩壊が急に増加します。中央がくぼむ凹型の斜面は表流水だけでなく地下水も集めやすい地形です。上方に緩傾斜地があるとその下方の 1 つの谷型斜面に多量の流水が集まる可能性があります。

地層の条件では、表土層の厚いところ、透水性が大きく違う地層が重なっているところ、斜面傾斜の方向へ地層が傾いているところ(流れ盤)などがあります。斜面崩壊の大部分は表土層の崩壊であり、それが厚いというのは不安定な条件です。地中水の浸透・滞留に関する地層構成は最も重要ですが、外からこれを判定するのは困難です。湧水はこれを推定させる情報で、常に水がしみ出ているところ、とくに、雨のときすぐに湧水の量が増えそれが濁っているところは、要注意斜面です。

人為的な条件では、道路建設などにより斜面下部が切り取られているところ、斜面の上方で大規模な地形変化がおこなわれたところ、斜面内に道路建設など的人為作用が加わっているところなどです。斜面下部の切り取りは斜面を急傾斜にします。傾斜地の地形変化は雨水の浸透・流出の条件を変えて、これまで安定していた斜面を不安定化させます。とくに排水処理が不適切であると危険が大きくなります。山奥は別として、斜面崩壊の発生には人為的な要因が多かれ少なかれ関係しています。

崩壊を起こしやすい地質には、深いところまで風化を受けやすい花崗岩、変質し粘土になりやすい火山岩・変成岩などがあります。富士山のような形の成層火山は、火山灰・火山礫・溶岩・火砕

流堆積物など、性質の異なる地層が流れ盤構造で積み重なっており、山頂部は安定限界ぎりぎりの急勾配なので、きわめて不安定です。

これらの斜面要因に危険度に応じた評点を与え、個々の斜面につき評点づけをおこなってその合計点から危険度を評価するというチェックリスト法は、危険度判定のわかりやすい実用的手段です。

#### 41. 崩壊発生場所の予測は難しいが危険域は限られる

斜面崩壊の発生は外部から容易にはわからない斜面内部の欠陥に主としてとづくもので、どこでいつ崩れるかを予測するのは、特定斜面を常時監視するという特別な場合は別として、実行上ほぼ不可能です。一方、崩れた場合その崩土の到達範囲は限定することができます。

通常の場合、崖ぎわから土砂の到達先端までの距離は崖の高さと同じ距離の範囲内にほぼ収まっています。したがって、被災の高危険域は崖の高さと同じ距離内であり、これに安全を見込んで、崖の高さの2～3倍までの範囲を危険域とすることができます。土砂災害防止法による土砂災害警戒区域は急傾斜地の高さの2倍(最大50mまで)と定められています(図24)。なお、急傾斜地とは傾斜角30°以上で高さが5m以上の斜面をいいます。

このように大まかな地形条件を指定の基準としているということは、危険斜面を限定するのは非常に難しいことの結果です。急傾斜地崩壊危険区域に指定され利用上の制限などが課せられるには、危険域の住家5戸以上などの被災対象条件が加わるので、実際に危険地指定がされているのは急傾斜の斜面の一部です。急傾斜地崩壊危険区域にある住宅は、資金助成をうけて移転することができます。土砂災害は突発的で破壊力は強大ですから、移転は最も有効な危険除去策です。

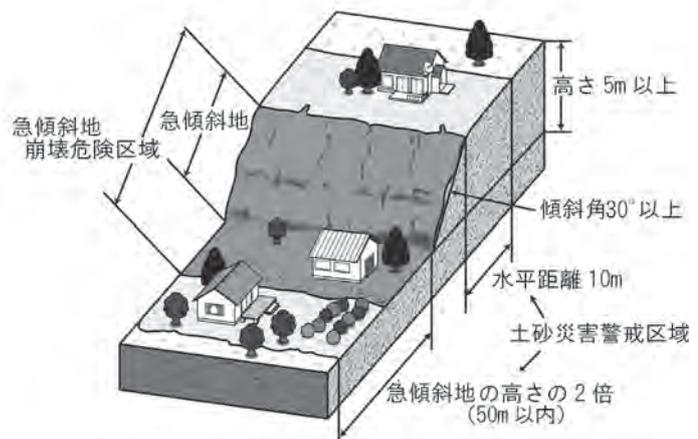


図24 斜面崩壊の危険区域

雨による斜面崩壊では、斜面の表面の移動・伸縮、地層のひずみ(微小な変形)の増大、地下水面上昇、水圧の増大などの現象が崩壊に先立って観測されます。斜面の内部や表面にこれらを観測する計器を設置してそのデータを監視することにより、崩壊発生の直前予測は可能です。しかし斜面の数は無数であり、専門家を配置し重要斜面を常時監視するといった特別な場合は別として、一般的な防災手段としては現実的ではありません。

予測の間接的手がかりとして雨量があります。崩壊の発生には、その時降っている雨の強さと、それまでに降った積算雨量とが関係します。気象庁は地中に留まっている水分量を表現する土壌雨量指数を計算して、それがある基準値に達すると予想されたら土砂災害警戒情報として発表しています。ただし、その計算基準は地形・地質などに関係なく全国一律であり、個々の斜面の危険を示すものではありません。一般に、かなりの雨が降り続いたところへ1時間50mmを超える強雨が2～3時間も加わると、大きな土砂災害が発生しています。ただし、降雨量と崩壊の発生との関係はかならずしも明確ではありません。

斜面崩壊防止対策は、まず急斜面上の軟らかい土層や崩落のおそれのある岩塊などを取り除き、できる限り安定な勾配に成形します。こうしてつくられたのり面には、コンクリートわくを設置しわく内には植栽するなどのり面保護をおこないます。のり面保護工事は表面侵食およびごく浅い部分的崩落を防ぐためのものです。斜面下部には擁壁・土留壁を設置して斜面土塊の移動を抑えます。地中水増加が崩壊発生の主要原因なので、浸透防止や地表水・地下水の排水対策は重要です。

## 42. 土石流の危険が大きい谷と危険範囲

大雨による山崩れの土塊が砕けながら谷間に滑り落ち、増水した谷の水と混じりあって流体の状態になり谷底を高速で流れ下るといのが、もっともよく起こるタイプの土石流です。大きな岩塊や砂礫の集合体を流れるような状態にする力は、岩や礫が衝突してお互いを跳ねのけあう反発力(分散力)です。

石礫粒子の密度は大きいので粒子間にある水あるいは空気の中を急速に沈降し、粒子同士が接触・衝突します。粒子の運動が十分に大きいと、この衝突によってお互いを跳ねのけあい粒子間に隙間ができます。これによって石礫粒子が水や空気の中でばらばらになって浮いたような状態になり、全体が一体となって流体のような運動を起こします。分散させる力を生み出すのは、流れを動かす力の源である斜面(あるいは河床)の傾斜方向への重力です。傾斜が大きいほど粒子の運動速度が大きくなり、したがって分散力も大きくなって流動性を増します。

土石流の運動はほぼ地形勾配によって支配されます。谷床勾配およそ $20^{\circ}$ 以上が発生域、およそ $10^{\circ}$ 以上が流下域、 $10^{\circ}$ 以下が減速・停止域です。発生域および流下域の谷床に厚い堆積土砂があると、土石流はこれを取り込み流動層を厚くして勢力を増し、さらなる取り込みをおこなって、雪だるま式に成長していきます。谷床の勾配が $10^{\circ}$ 以下と緩やかになると、岩や礫の間の接触抵抗が大きくなり、流動性が低下して減速しはじめ、勾配がおよそ $2\sim 3^{\circ}$ のところで土石流本体は停止します。

土石流が発生しやすい谷は、山崩れが起きやすい山地内にあり、急勾配区間(およそ $15^{\circ}$ 以上)が長く、その谷底に土砂が厚く堆積している谷です。谷底の幅や勾配に変化の多い谷では、土石流の一時的減速により流動深が増して、土石流の規模が大きくなります。火山灰や火山礫などで構成されている火山の谷では、一般に土石流発生の危険が大です。とくに、噴火によって新しく火山灰で覆われると強雨時に表面流が生じやすくなるので、噴火後しばらくは土石流(泥流)が頻繁に発生します。

山麓部の谷が開けたところでは、土石流および洪水流の拡がりにより運搬力が低下して土砂が堆積し、急勾配の扇状地が形成されます。この山麓部の勾配およそ $2\sim 3^{\circ}$ までの範囲が、土石流の到達危険域です。

土石流は停止しても、せき上げられて後に続く洪水流は、止まることなくさらに下流へと流れ下ります。これは多量の土砂や流木を運び、せき上げによって水深を増しているため、勾配 $2\sim 3^{\circ}$ より緩やかなところでも後続する激しい洪水に襲われる危険があります。

一般に土石流は谷の上流部で発生し、谷底を流れ下って山麓にまで到達するのに数分~数十分の時間がかかります。これをいち早く察知し知らせ、緊急避難をおこなう余地があります。土石流は谷を塞いで流下するので、谷の水は一時せき止められます。したがって、大雨時に谷の水が急に減るといのは、土石流の発生を示す確かな前兆です。巨大な岩塊も転がってくるので、山鳴り・地鳴りが感じられます。山崩れによって起きることが多いので、谷の水が急に濁るとい現象を伴う場合もあります。豪雨時にはこのような前兆に注意を向けねばなりません。

上流での土石流発生をセンサーで検知して、下流の集落に警報を伝えるという方法もあり、土石流が頻発する火山の谷などで実施されています。その検知には、ワイヤーの切断、音響、振動などが利用されています。

土石流を制御する構造物として砂防ダムが造られています。しかし、土砂を貯める能力は小さいし、またすぐに土砂で埋まるので、その効果は限られます。これまでに大きな土石流災害が起こった谷についてみると、そのほぼ全てで砂防ダムが造られていました。土砂はある程度制御できたとしても、かんじんの被害防止はできなかったということです。ダムなどの砂防施設が造られたから安全になったと思ってしまうのは危険です。

### 43. 地震による土砂災害は全くの突発的

地震動が作用すると、その垂直加速度が重力加速度に加わり、さらに水平加速度と合成されて、重力加速度が増大します。これにより土塊重量が大きくなり、したがって滑動力が増大します。また、合成加速度の方向(鉛直方向)が変化して、瞬間的には斜面傾斜が急になったような効果が生じます。旧震度6の下限に相当する揺れの水平加速度250ガル、垂直加速度100ガルの地震動が作用した場合を考えると、重力加速度が最大で12%増大(したがって重量もそれだけ増大)し、斜面傾斜角が最大で13°大きくなると計算されます。この結果、斜面土塊に作用する滑動力は、平常時に比べ最大で50%ほども増大します。

地震動のこのような効果から、地震による斜面崩壊は、大雨の場合では安全である傾斜角10°～25°の緩やかな斜面でも発生します。また、表土層のない切り立った崖も崩落させます。つまり大雨の場合よりも広い勾配範囲にわたって崩壊が生じるのです。地震動は横からの押えが小さい地形突出部(周りが空気である)で大きくなり、また水を集める条件は関係しないので、尾根・山稜などでも崩れます。強い雨の後に地震があると、雨の効果も加わって谷型斜面でも崩壊が発生します。雨の浸透は表層部に限られるのに対し、地震動は山体の全体に作用するので、地震による崩壊の規模は巨大になる可能性があります。崩壊した場合、崩壊土の運動には初速が加わりいわば放り出されるような状態になるので、より遠くまで到達します。地震時に崩壊を起こさなくても、震動によって山体がもろくなり、その後の大雨で崩れを起こしやすくなります。

このように、地震による斜面崩壊は発生場所が限定し難いし、大規模になる可能性があり、また、先行する降雨といったような先立つ現象がなくて突発的であるので、対応がきわめて難しい現象です。緊急避難の余地はほとんどありません。

崩壊土砂量が数千万 $m^3$ 以上の規模のものを巨大崩壊あるいは山体崩壊と呼んでいます。このような崩壊のほとんどは地震および火山噴火が発生誘因となっています。降雨とは違い地震は山体全体を振動し変形させるので、深いところで破壊が生じて崩壊が大規模になる可能性があります。巨大崩壊が起きやすいのは、大起伏で大きな体積をもち深部での亀裂が生じやすい地質構造の山地です。富士山型の大型成層火山はその代表です。

大規模な山崩れにより生じる巨大土石流(岩屑なだれ)は高速で長距離を流れ下ります。これは水をほとんど含まないので浮力による支えがなく、運動を開始してもすぐに減速・停止するはずですが。しかし、大規模岩屑なだれが谷の中を流下する場合、その厚さは100～200mにも達します。この非常に厚い流れが大きな駆動力を生み出し、激しい衝突により粒子間に隙間をつくって摩擦抵抗を小さくしていると考えられます。流下の高度差と水平距離との比(等価摩擦係数)の値は、通常規模の斜面崩壊(土砂量数千 $m^3$ 程度)では0.5以上ですが、大規模山体崩壊(土砂量数千万 $m^3$ のオーダー)の岩屑なだれでは、0.1～0.2にまで小さくなる、すなわち高度差の5～10倍もの長い距離にわたって流動を続けます。このため山奥で発生しても山麓にまで流れ出してきて被害を与えます。土砂が大量なため深さ100mを超えるような谷からも溢れ出して隣の谷を流れ下ることがあります。

## VI 災害防止・軽減の対策・対応

### 44. 防災施設の機能には一定の限界がある

洪水・高潮・土石流など被害を起こす直接の作用力となる災害事象の抑止・制御・緩和などをおこなう目的でつくられる施設・構造物は、一般にハードな対策と呼ばれ、これ以外のソフトな対策と対比され、年々多額の予算が投入されて防災対策の主要な部分を担っています。

これらの施設・構造物の機能は、① 災害事象を発生させない(発生抑止)、② 事象の規模・強度を小さくする(緩和)、③ 保全対象から隔て直接の加害力として作用しないようにする(隔離・閉じ

込め)に分類することができます。これは制御可能な事象に限られるので、ハード対策の主対象は洪水災害、海岸災害および土砂災害となります。なお火山災害の多くは土砂による災害です。

①の発生抑止の方法は、コンクリート擁壁や押え盛土などにより土砂移動を起こさせないといった、斜面崩壊・地すべりの主要対策として採用されています。洪水・高潮・津波といった水の運動現象では、発生そのものを抑えるという方法はほとんど考えられません。地震による液状化(これは地盤変形現象)を発生させない対策では、地中水流入を遮断する、締め固めるなどの地盤対策があります。②の事象緩和の方法の代表的なものに、ダムや遊水地に雨水を一時的に貯留して、下流での洪水の規模を小さくする方法があげられます。津波や高潮に対しては、幅狭い開口部をもつ沖合防波堤により湾内での波高や潮位を下げるといった方法を採用しています。

③は災害事象に直接立ち向かいそれが作用する領域を、人・建物・施設などの保全対象から隔離・遮断する方法です。身近にあり代表的なものに河川や海岸の堤防があります。河川堤防は昔からつくられ最も重要な役割をもっている防災構造物です(図25)。これは洪水を河道内に閉じ込めて氾濫を防ぎ、海や湖に排水したり、氾濫してもよいところに誘導したりする機能のものです。海岸堤防は高潮・津波などによる海水の陸地内流入を海岸線で阻止する役割をもっています。土砂災害防止の構造物は、多くが遮断の機能と運動制御の機能とを併せもっています。

河川堤防の高さは、政策的判断により決められたある再現期間の降雨により生じる最高水位(計画高水位)の洪水を溢れさせないように決められます。堤防上面(天端)の高さは、少し安全を見込んで、1m前後の余裕高を加えてつくられます。堤防の幅は、高水位の水圧に耐え、また、浸透水が浸み出さないように、高さの2~3倍にとられます。表のり面はコンクリート張りなどのり覆工を施工して浸透を防ぎ、また洪水流による侵食を防ぎます。

海岸堤防(防潮堤・防波堤)など海岸構造物は、強力な波圧・水圧に耐える、波浪・沿岸流による洗掘で損傷を受けないようにするなどのために、基礎を深く重量を大きくしています。

高潮防災計画の基本となるのは計画高潮位です。これは、ある規模の台風(計画外力)が最悪コースをとって進行した場合に起こる最大潮位偏差を計算し、これに天文潮位を加えた値で与えられているのが通常です。防潮堤や防潮護岸の高さは、これにさらに波の打ち上げ高と余裕高を加えて決められます。計画外力は起こると予想される最大級の外力で、現在では多くの海岸で1959年伊勢湾台風規模の台風が与えられています。

防災の構造物はその機能にある上限を持たせて建造されます。河川堤防はその高さを越える洪水が溢れ出るのを阻止できないことは明らかです。また、災害事象は一般に、その発生が非常に不確定であり強大な力を持っているので、人工の構造物でそれをいつも有効に制御できると考えるのは危険です。防災の構造物がつくられると、それにより安全になったと思込む結果、災害が起きたときの被害をより大きくする可能性が指摘されます。堤防を高くして水位をより大きくすると氾濫した場合の勢力を増大させるといったように、付随的にマイナス効果をもたらすこともあります。防災の施設・構造物がつくられていてもそれには完全には依存しないような多重の対応が必要です。

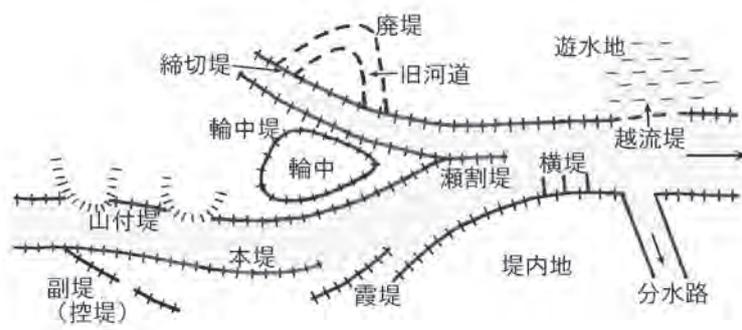


図25 河川堤防の種類

#### 45. 耐震・耐浸水の建物構造で備える

建築物・構造物を、地震・洪水・強風・積雪など自然力の作用に抵抗して、その機能を保持させるという直接の防御対策で、耐震構造が最も代表的なものです。これは単に建物という資産の被害を防ぐだけでなく、人的被害を防ぐことにも貢献します。建物の耐震構造は、柱・梁・床・壁をそのつなぎ目で強く結合して、地震力に対し一体となって抵抗し建物の変形をできるかぎり小さくしようとするのが最も一般的な方法です。これは剛構造とよばれます。固有振動周期の長い超高層建物では、十分な変形能力を建物に与えて地震力の作用を全体として小さくする柔構造が採用されます。この場合には揺れの幅が大きくなり、また揺れが長く続くので、それに対する対策が必要です。

耐震基準は建築基準法により定められています。現在の建築物耐震基準は、設計震度を原則として0.2G、すなわち建物自重の20%の水平力が作用しても耐えられるように設計し、また、自重の10.0%までの力に対しては、変形はしても大破壊には至らないようにして(ねばりを持たせて)人への危害力を小さくする、という2段階基準に定められています。これは別の表現をとると、震度6弱程度までの中規模地震では、被害は生じても軽微なひび割れ程度、震度6強を超える大規模地震では、壊れても倒壊までには至らないようにして人命の安全を確保する、というものです。

木造住宅の耐震性を高める方法は、硬い地盤を選んで鉄筋コンクリート基礎に土台を結合する、屋根を軽く壁を多くする、木材の腐食・蟻害を防ぎその接合部を金物で補強する、床を強固にして建物を一体化する、などです(図26)。とくに、耐震性のある壁を多くしバランスよく配置することが重要です。耐震性の壁とは、筋かいを入れたり、構造用合板を張付けたりした壁です。壁が多く使われていても、道路に面した1面の全体を開口させるなど配置が偏っていると、その弱い部分に力が集中します。

強さや粘りによって震動に抵抗するという方法の他に、地盤の揺れを伝えない免震構造や揺れを積極的に減衰させる制震構造があります。免震構造は、建物を地盤から切り離し、ゴムやスプリングなど固有周期の長い材料の基礎で建物を柔らかく支持し、鉛や軟鋼などエネルギーを吸収するダンパーを使って変位を小さくするという方法によっています。制震構造は、オイルダンパーや種々の弾塑性材料のダンパーにより、震動のエネルギーを熱に変えて吸収し、揺れを減衰させる方法です。

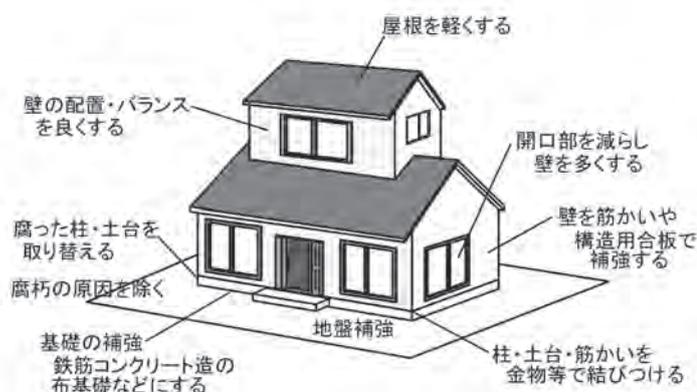


図26 木造住宅の耐震補強

浸水に対抗する建築構造や住み方は、耐浸水(耐洪水)構造と名づけられもので、輪中のような浸水常襲地では昔から種々の工夫がなされてきました。これには、土手や防水壁などにより建物を氾濫水から遮断する、盛土や高床式などにより建物の位置を高くする、浸水はこうむってもその被害を軽くすませる(1階に家財・商品・在庫品などをあまり置かない、機械室は2階以上にする、一階に耐水・非吸水建材を用いるなど)があります。

風は風速の2乗に比例する風圧力を建物などに加えます。また、風速は刻々と変化するので建物を振動させます。建築基準法では、「稀な暴風」(平均しておよそ50年に1回生じる強風)に対して、構造骨組みの主要部分に損傷を受けないように定められ、とくに高さ60m以上の高層建築物については、「きわめて稀な暴雨」(およそ500年に1回)でも倒壊しないことと規定されています。

新雪の比重は0.1ほどですが積雪層下部では0.5にもなるので、厚さ2mの屋根雪の重さは1m<sup>2</sup>

あたり数百 kg に達します。このため豪雪地帯の建物はこれに耐える強度が必要です。建築基準法の耐雪基準は、多雪地帯において単位重量を積雪量 1 cm ごとに  $3 \text{ kg/m}^2$  以上とする、となっています。

#### 46. 危険度に応じた土地の利用が対応の基本

発生のおそれのある災害の種類・性質・危険度に応じた土地の利用をはかる、とくに、高危険地への居住は極力避けるという対応は、災害を未然に防ぐ効果的な方法です。しかし、種々の生活上の利便、営利活動上の立地、集積のメリット等を求めて人々は集まり住み、その結果として危険地の利用がおこなわれます。地縁のつながりを優先したい、先祖伝来の土地で離れ難いなどで住み続ける人も多数います。このような居住・土地利用の現状を、一般にまれにしか起こらない災害の危険を避けるという理由で、日常の現実的利益を犠牲にして変更させることは困難です。土地の災害危険性を説得的に示すことは難しい場合が多い、ということがまたこれに関わってきます。

危険地の利用を抑制する手段として、法令による土地利用規制や、税制・資金助成・保険制度等を利用した市場原理にもとづく経済的誘導があります。建築基準法では、地方公共団体は条例で、津波、高潮、出水等による危険の著しい区域を災害危険区域として指定し、その区域内での住宅の建築禁止や建築構造の規制をおこなうことができる、と定められています。この規定による危険区域指定としては、急傾斜地崩壊危険地に関するものが大部分です。

出水・高潮・津波に関する危険区域でもっとも広いのは、1959年伊勢湾台風により著しい高潮被害を受けた名古屋市臨海域についてのものです(2011年東日本大震災以前)。名古屋市の危険区域指定は1961年におこなわれました。伊勢湾台風のような大災害(名古屋市臨海部の死者2千人)の直後でなければ、既成市街地での土地利用規制はほとんど不可能であることをこれは示しています。1896年明治三陸津波、1933年昭和三陸津波と、相次いで大被害を受けた宮城県は、危険な海岸低地への居住を制約するために、津波被災地および津波被災のおそれのある地域における居住用建物の建築の規制をおこないました。しかし時が経つにつれ、漁業に不便などの理由による元屋敷への復帰、分家や他地区からの移住者の居住などにより、大部分の地区で元のような集落が復活しました。海岸低地への居住は元の集落への復帰を超えて著しく拡大し、2011年の大被害をもたらしました。

都市計画法(1968年)では、無秩序な市街化を防止し計画的な市街化を図るために、市街化区域および市街化調整区域を定め、「溢水、湛水、津波、高潮等による災害の発生のおそれのある土地の区域」などは、原則として市街化区域に含めないことになっています。これによって、災害危険地の利用を規制することができるはずですが、市街化区域の線引きには様々な利害がからみ、また開発が優先される傾向もあって、防災の観点からはほとんど取り入れられていないのが現状です。

土砂災害防止法では、土砂災害特別警戒区域(急傾斜地の崩壊等が発生した場合に、建築物に損壊が生じ住民に著しい危害が生ずるおそれのある区域)において、建築物の構造規制、移転勧告などをおこなうことができると定められています。土砂災害の危害力は大きく、その危険域は地形などの条件によって限定しやすいので、土地利用の規制は効果的であり、また受け入れられやすい状況にあります。

米国では、1960年代に、堤防など治水施設建造の費用対効果比が低く、またかえって被害ポテンシャルを高くしているという反省がおこなわれ、土地利用管理など氾濫原の総合的な治水対策の必要性が主張され、種々のソフトな対策が採られる

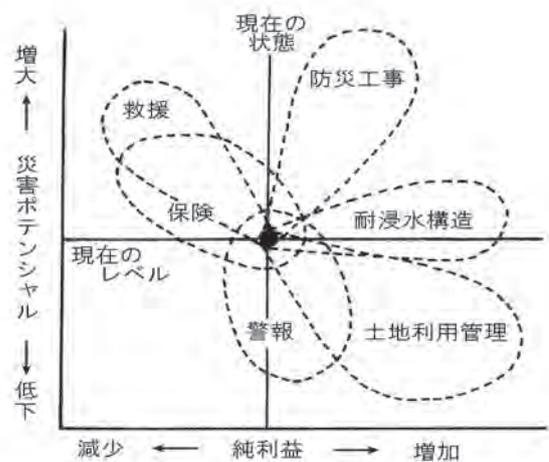


図 27 水害対策の効果  
土地利用管理は、費用を上回る経済効果をもたらし、災害ポテンシャルを低下させる。

ようになりました。洪水対策において、土地利用管理がもたらす被害軽減および被害ポテンシャル低減の効果は最も大きいと評価されています(図 27)。

災害の危険性(ハザード)の評価の結果はマップで示されますが、その評価には種々の不確実性が伴っています。それが示す危険は、単なる潜在的可能性であったり確率的なものであったりします。ある規模の外力(地震・大雨など)を設定した場合には、その設定条件に規定された適用限界が当然にあります。マップに示されている境界の位置は、ある設定条件の場合のものであり、また、計算方式や現象の不確実性などにより、かなりの幅を持ったものと受けとめねばなりません。ハザードマップは、それが示すリスク(可能性・蓋然性であり確率的なもの)をどこまで受容し、どのような防災対応で低減させるかを、土地の利用者・居住者に選択させる機能のものです。安全域を保証する性質のものではありません。

#### 47. 危険地の住居移転を推進しよう

災害危険地からの住居移転は人命だけでなく資産の被害も防ぐ抜本的な方法であって、いわば恒久的な避難であり、望ましい防災土地利用を実現する有力な手段です。しかし、移転に要する多額の費用と大きな労力を費やし、長年住み慣れた安定した生活を営んでいる土地を離れて、災害を受ける前に新しい土地へ移り住むことは、たとえ大きな危険の存在が指摘されている場合でも、一般に非常に抵抗が大きいものです。このため、防災関連の移転の多くは災害を受けた後におこなわれています。なお、災害危険地には初めから住まないという選択をおこなうのが本来であり最善です。

三陸海岸は海溝型巨大地震が頻発する海域に面したリアス海岸であるため、津波災害を反復して被っています。死者約 2.2 万人という大被害をもたらした 1896 年の津波の後、かなりの集落で移転がおこなわれたものの、多くは元の場所に再建しました。37 年後の 1933 年に再び大きな津波に襲われ、死者約 3 千人の災害を被りました。この津波の後、危険な沿岸低地から高地への移転が積極的に推進され、岩手・宮城両県で 98 集落、約 3 千戸が集団で、あるいは分散して移転しました。津波の高さは数十メートルにもなり得るので防波堤の防御機能には大きな限界があり、高地への居住が最も効果的な対応です。

移転を妨げる最大の理由に多額の経済的負担があります。この障害を打開して移転を促進するための「防災集団移転促進事業」と「がけ地近接危険住宅移転事業」の制度があります。これは個人の自発的移転に対して利子補給、跡地買い上げ、移転先用地の整備などをおこなうものです。急傾斜の崖地では危険が実感されやすいので、後者の制度による移転戸数は多く、年平均数百戸がこれによる補助を受けて移転しています。

本来、防災のための移転は、災害を受ける前に実施されるべきものです。軽微な災害を受けたのを契機にして、防災集団移転制度を利用し、いわば災害予防的に移転を実施した集落は、山地内・小離島・海岸べりなどに孤立している集落がほとんどで、生活向上も目指して移転に踏み切っています。大きな災害地では、災害後に巨額の防災工事がおこなわれるので、住民はこれにより安全になると思うことが、移転をしづる 1 つの原因となっています。

特定の場所に限ってみれば、次に災害を被るまでの期間は一般にかなり長いものです。したがって、家を改築する機会を利用して、少しでも危険の小さい場所に住み替えるという心がけは必要です。高危険地の場合、避難は移転までの過渡的な手段と考えるべきです。あえて居住を続ける場合は、やがて被るであろう被害をその土地の利用が与える便益を得る必要コストとして受け入れるという選択をしていることとなります。被災住宅の再建に対する資金援助は、その方法によっては危険除去の自主的努力を妨げ、被害ポテンシャルを大きくする可能性があります。

#### 48. 災害危険情報をどう受けとめ活かすか

危険な現象の発生や接近を予測し、それにより重大な災害の発生のおそれがある場合に出される

警報・情報は、住民避難・警戒態勢・要員出動・通行規制・立入禁止など種々の緊急対応を始動させる重要な機能があります。とるべき適切な対応の種類や必要度は土地環境や災害種類に依存します。

主要な河川では各個所ごとに、氾濫注意水位、避難判断水位、氾濫危険水位などが定められており、水防警報や避難勧告などはこれに基づいて出されます。氾濫危険水位には計画高水位(堤防の設計限界の水位)を与えるのが原則になっています。

緊急地震速報は主要動のS波とそれに先行するP波との速度差を利用するもので、震源の近い内陸地震の場合、震度5強以上という情報を本当に必要とする地域には、主要動到達前に伝えられる可能性は小さいと考えたほうがよいでしょう。

情報がいくら早く与えられても、適切な緊急対応行動をすばやく起こせなければ意味はありません。緊急地震速報などの情報を活用するためには、普段から身の回りにどのような危険があるか、それをとっさにどう回避したらよいかをよく考えておくことが必要です。

火山活動についての警戒情報には噴火警報・噴火予報があります。噴火警報は、居住地域や火口周辺に影響が及ぶ噴火の発生が予想された場合に発表されます。主要29火山については、避難、避難準備、入山規制、火口周辺規制、平常の5段階で噴火警戒レベルが発表されます。噴火が始まった場合、その今後の推移の予測は難しいので、安全をみて警報が長期間継続して出されます。

注意報・警報は、空振りを承知の上で、見逃しがないように、安全を見込んで出されています。これを受ける側は、地区ごとの土地環境と危険の種類・程度に基づいた対応をおこなう必要があります。また、警報文の意味する内容をよく理解している必要もあります。地方自治体からは種々の予知情報、防災準備情報、避難情報、被害情報、防災措置情報などが伝えられます。市町村長の出す避難の勧告・指示に関する情報は最も重要なものです。

情報は種々の手段で伝えられます。テレビ・ラジオは迅速で情報伝達力の大きいメディアですが、一般にその情報は広域的で地域性に欠けます。また行動指示力はあまりありません。警察・消防・自治体の伝える情報の指示力は大きく直接的です。有線放送・防災無線・広報車などは、小地区の情報伝達に利用されます。電話や戸別訪問は直接的な手段です。時刻や気象状況等によってこれらを使い分ける必要があります。一般に戸外スピーカーでは多くの場合その内容が聞き分けられません。多数の人がほぼ常時持ち歩いており居場所がわかる携帯電話は、緊急情報伝達の有力な手段になりました。

警報・危険情報の必要度や有効性は、予知可能性、危険接近速度、制御可能性、危険域限定度(ゾーニング可能性)、潜在的被害規模(破壊力の強さ)などに依存し、災害によって異なります。それがとくに必要とされるのは、危険の接近速度が速く、構造物等のハードな手段での抑止が困難であり、人命に及ぼす加害力の大きい災害(津波など)です。警報が有効に機能するのは、危険域が限定され、危険の発生から到達までの時間が適度に長く、その脅威が認識されやすい災害(高潮など)です。予知可能性が小さく、危険接近速度が非常に大きい災害(地震など)については、警報への依存度を大きくすることはできません。同種の河川洪水であっても、山地内における洪水と、広く緩やかな平野における洪水とでは、危険の接近速度は大きく違います。接近しつつある、あるいは発生するであろう災害事象に対して、いま居る場所がどのように危険であるかの判断は最も重要です。ある危機的事象が発生した場合に、その地域・地区でどのような事態がどのような経過で起こり、どのような対応が必要となるかを記述する災害シナリオをつくっておくことは、防災の重要な基礎です。

#### 49. 避難の必要性・緊急性は災害状況により異なる

事前避難の行動は、① 危険の発生と接近の認知、② 避難の必要度・コストの評価、③ 避難の意志決定、④ 避難先・経路・時期・手段の選択、⑤ 避難行動の実行という経過をとっておこなわれます。緊急避難ではこれがきわめて短時間に進行することになります。

危機的事態の発生と接近あるいはその発生可能性は、警報など種々の災害情報によって知る場合が大部分です。災害情報は、中央から出される情報（気象情報など）と、地区ごとの現況情報に分けて考える必要があります。災害は多かれ少なかれ突発的であり地域性の大きい現象です。また、情報伝達システムが突発的な緊急時にうまく働くとは限りません。状況の広域把握の精度に優れている中央情報（テレビの情報など）を基礎に置き、地区・地域の条件とそこでの具体的現況についての情報を組み合わせて、避難対応を考える必要があります。地区ごとの具体的な対応行動の指示で最も重要なものに、市町村長の出す避難の勧告・指示があります。避難指示は拘束力が勧告よりも強く、危険が目前に迫っているときなどに出されます。

接近しつつある、あるいは発生するであろう災害事象に対して、いま居る場所がどのように危険であるかの判断は最も重要です。危険の種類や程度は場所によって異なります。人命への危害が大きいかつ危険が急速に切迫するためにタイミングのよい避難がとくに必要とされる山地内の災害では、危険の種類や程度はそれぞれ家ごとに違うと言ってもよいでしょう。たとえば、段丘面上の家は一般に安全ですが、その隣家であっても一段低い低位面にあれば土石流や洪水の危険があります。段丘面上にあっても山腹斜面直下であれば山崩れが大きな脅威です。緩勾配の平野内にあっても破堤洪水に直面しても、自然堤防上の2階家であれば、家にとどまって1階の家財等を水から守るなどの対応を優先した方がよい場合が多いでしょう。一方、山地内・山麓における洪水では、水位上昇は急速であり流れの勢力は強いので、迅速な避難行動が必要です。強い地震動を感じた場合、海岸低地に居たら津波の危険への対処を考え、急な海食崖下であれば何よりもまず崖崩落の危険に注意を向けねばなりません。

警報や避難指示を受けて、各地区や各戸がそれをどの程度切実に受けとめ、どのように行動したらよいかを決めるためには、あらかじめ地域・地区の災害危険性についての情報が与えられている必要があります。山地内など危険状況の局地差が大きいところでは、警報や避難指示（これは地域中央から出される）のないことを安全の情報と受け取ってはなりません。

避難を効果的におこなう基礎は、それぞれの場所・土地・地域の災害危険性をよく認識し、対処すべき災害の性質について理解していることです。一般に不確かな情報の下で、避難の効果やマイナス面を考えに入れながら、避難の意思決定をおこなう際には、突発緊急時の行動心理など種々の人間要因やその時その場所の環境諸条件などが関係するので、これを考慮に入れた対策が必要です。

## 50. 保険・共済・経済支援により損失を分かちあう

保険は、災害・事故による損害を多くの人が拠出した資金から補填することにより、個々の人の負担を小さく済ませ、危険を分散させる役割のものです。災害防止や被害全体を軽減する機能はもっていません。共済は、相互扶助を目的として共済組合などの団体が扱う保険です。損害保険は一定の法規制の下で民間の保険会社が販売・運営しており、営利目的になっています。被災者の公的経済支援は税金から拠出する相互扶助といえるでしょう。

風水害による損害は火災保険等で一定の制限つきで補償されます。最も一般的な「住宅総合保険」では、洪水や豪雨などによる水災、台風などによる風災、ひょう災、雪災が補償の対象となります。支払われる水害保険金の額は、損害割合30%以上の場合には損害額の70%、床上浸水の場合は保険金額の5%などです。自動車の損害は、任意保険で車両保険を付けていると保険金が支払われます。

1991年台風19号では、全国的に吹き荒れた強風により大量の家屋損壊の被害が生じたので、損害保険会社が支払った保険金総額は5,700億円に達しました。台風が10個も上陸した2004年には、年間の支払い保険金総額が4,400億円になりました。近年、自動車保険による支払額が多くなっています。

地震等（地震・津波・噴火を含む）による損害は、地震を原因とする火災も含め、火災保険に付帯する地震保険に加入していないと補償されません。地震被害は巨大になる可能性があるため、地震

保険法に基づき政府と損害保険会社とが共同で地震保険を運営し、巨額の保険金支払に備えて政府が再保険を引き受ける仕組みになっています。1件の地震等による保険金の総支払額には限度があり、2008年現在では最大5.5兆円、このうち政府の責任負担額は約4.4兆円です。保険契約金額は火災保険の契約金額の30～50%の範囲内に抑えられています。2011年東北地方太平洋沖地震の支払保険金総額は1.2兆円でした。

保険料は建物の構造および地域によって異なります。木造建物では鉄筋コンクリート造のほぼ2倍です。地域は都道府県単位で1等地～4等地に4区分され、構造区分も加えると8地区に分けられています。保険料が最高の東京都・神奈川県・静岡県では最低の県(東北・北陸・山陰・九州の大部分)に比べ年間保険料が約3.4倍に定められています(2012年末現在)。

地震対策の基本は建物の耐震性を高めることであり、保険によってカバーされることでこれが怠られることになれば、防災面では逆効果になります。一般に保険は被害ポテンシャルを高める方向に働きます。

自然災害による農業被害は、農業災害補償法に基づく農業共済制度により補償されるようになっています。農は国の基本ということで国はこの制度を大きくバックアップし、共済掛金の40～55%を国が負担し、また、農業共済再保険特別会計を設けて共済金支払いを保証しています。農作物被害額の70～80%がこの共済金から支払われます。農業は異常天候による被害をほぼ避け得ないので、損失を保険・共済制度で共同負担するのが中心対策になるのが自然です。

欧米諸国では、洪水危険度に応じて保険料率を変えることなどにより、危険域の利用の抑制をはかっています。このように保険は単に損失を共同でカバーする手段ということだけではなく、防災目的を達成するための積極的な利用が可能です。リスクをよく認識し、その低減を自らの判断で図り、コストは自らが負担し、対策の機能には限界があることを理解しておくことは、個人の立場からの防災の基本です。

客員研究員 水谷武司

#### 【参考】

防災基礎講座 基礎知識編 自然災害について学ぼう

[http://dil.bosai.go.jp/workshop/01kouza\\_kiso/manabou/index.html](http://dil.bosai.go.jp/workshop/01kouza_kiso/manabou/index.html)

防災基礎講座 災害事例編 災害はどこでどのように起きているか

[http://dil.bosai.go.jp/workshop/02kouza\\_jirei/firstpage/index.html](http://dil.bosai.go.jp/workshop/02kouza_jirei/firstpage/index.html)

防災基礎講座 災害予測編 災害の危険性をどう評価するか

[http://dil.bosai.go.jp/workshop/03kouza\\_yosoku/s00toppage/index.html](http://dil.bosai.go.jp/workshop/03kouza_yosoku/s00toppage/index.html)

防災基礎講座 防災対応編 自然災害をどのようにして防ぐか

[http://dil.bosai.go.jp/workshop/04kouza\\_taiou/s00toppage/index.html](http://dil.bosai.go.jp/workshop/04kouza_taiou/s00toppage/index.html)

防災基礎講座 地域特性編 地域の自然・社会環境が災害の基礎要因である

[http://dil.bosai.go.jp/workshop/05kouza\\_chiiki/00toppage/index.htm](http://dil.bosai.go.jp/workshop/05kouza_chiiki/00toppage/index.htm)