

大項目	3	持続可能な地域づくりと私たち			
中項目	3-1	日本および世界の災害と防災を考えるための自然地理			
小項目	3-1-1	災害が起こりやすい「湿潤変動帯」の分布			
細項目 (発問)	3-1-1-3	湿潤変動帯の堆積地形と地盤特性			
作成者名	堀 和明	作成日	2023 /2024 年	Ver.	1.1
キーワード 5~10 個程度	沖積平野、沖積層、沈降、土砂生産量、第四紀、河床勾配、軟弱地盤				

発問の意図と説明

(1) 湿潤変動帯の堆積地形にはどのような特徴がありますか？

3-1-1-2 で解説されているとおり、地殻変動が激しく、変動地形が卓越するとともに、多量の強い降水に起因する激しい削剥（侵食）をこうむる地域を湿潤変動帯（参考文献 1）とといいます。具体的な国や地域として、プレートの沈み込みが起こっていて、降水量も多い、環太平洋に位置する日本列島や台湾、フィリピン、インドネシア、パプアニューギニア、ニュージーランド、また、プレートの衝突が起こっていて、降水量も多いヒマラヤ山脈などを挙げることができます。風化や侵食によって流域で生産された土砂は、河川によって運搬され、主に下流域に堆積します。こうした土砂の堆積によって扇状地やデルタ（三角州）をはじめとする堆積地形が形成されます。堆積地形は湿潤変動帯に限らず、世界中に分布しますが、本項目では湿潤変動帯にみられる堆積地形に焦点を当て、その特徴を解説していきます。

地球では、過去約 80 万年間、寒冷な氷期と現在のような温暖な時期である間氷期とが約 10 万年周期で繰り返されており、約 2 万 1 千年前頃の最終氷期最盛期には、氷河の拡大によって、海水準が現在に比べて約 120–130 m 低い位置にありました（図 1）（参考文献 2、3）。この低海水準期に現在の河川の河口域には開析谷（かいせきこく）と呼ばれる谷が形成されました。この開析谷は引き続き海水準上昇期から現在の安定期に、河川から供給される土砂によって埋積されていきました。このようにしてできた堆積地形を日本では沖積平野（あるいは沖積低地）と呼んでおり、沖積平野を構成する堆積物を沖積層とといいます。

湿潤変動帯には、単位面積当たりの土砂生産量の大きい流域や、河口付近で沈降が継続している場所、河口部においても大きな河川勾配を持つ河川、などが見られることから、特徴的な沖積低地や沖積層が形成されている場合があります。たとえば、信濃川下流域に広がる越後平野では年間約 3 mm の沈降が継続しており、沖積層の厚さは最終氷期最盛期（約 2.1 万年前）の海水準低下量（約 120 m）を上回り、最大約 160 m もあります（参考文献 4）（図 2）。沈降の影響が大きいため、現在においても堆積物が上方に堆積しやすく、人の手がほとんど加わらないような自然状態であれば大きな地形変化が生じうる河川と言えるでしょう。なお、沈降は長期間続いており、第四紀（過去約 260 万年間）に堆積した地層は最大で約 3600 m に達します（参考文献 5）。木曾三川（木曾川、長良川、揖斐川）の下流域に分布する濃尾平野の一部も沈降域に位置します。濃尾平野の沖積層の厚さは 60 m 程度で、越後平野に比べると小さいものの、沖積層よりも下位にある堆積物には氷期と間氷期が何度も繰り返された証拠が記録されています（参考文献 6、7）。

河川の勾配が大きく、河口前面に広がる大陸棚が狭い河川では、粒径の大きな礫が河口付近まで運ばれています。こうした河川は河口にファンデルタと呼ばれる扇状地を形成しています（図 3）。これも沖積平野の一種で、扇状地が海に面しています。中部山岳に源流を持つ黒部川、大井川、安倍川、富士川などは河口部でも 1~2/1000 以上の河床勾配（水平距離 1000 m あたり、標高が 1~2 m 下がる）を持ち、河口部にファンデルタを形成しています。河道は網目状の平面形状をもつ網状流路となっており、川幅に対して水深が小さい傾向にあります。東海道新幹線に乗車すると、車窓から富士川、安倍川、大井川などの網状流路を観察できます。流路は頻繁に移動を繰り返しています。地理院地図（参考 URL1）で公開されている治水地形分類図には、かつての流路（旧河道）が多数示されており、流路が移動を繰り返しつつ、ファンデルタを形成してきたことがわかります。なお、天竜川沿いの三方原台地や磐田原台地、大井川沿いの牧之原台地などのように、最終氷期最盛期以前に形成された古いファンデルタが隆起によって段丘となっていることも湿潤変動帯の堆積地形の特徴の一つに挙げられます。

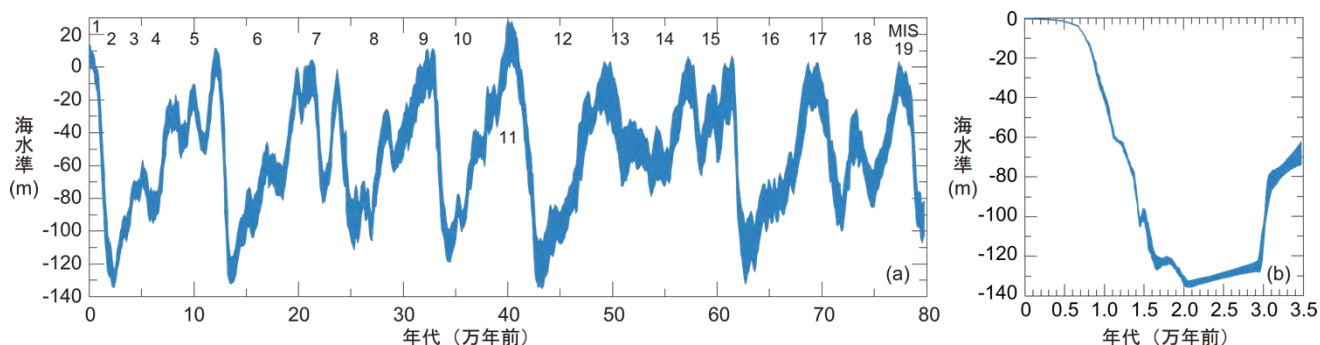


図1 第四紀の海水準変動曲線。(a) 過去80万年間。(b) 過去3.5万年間。(a) 中の数字は海洋酸素同位体ステージの番号で、奇数が温暖期(間氷期)、偶数が寒冷期(氷期)に当たります。Lambeck et al. (2014)、Spratt and Lisiecki (2016)をもとに作成。

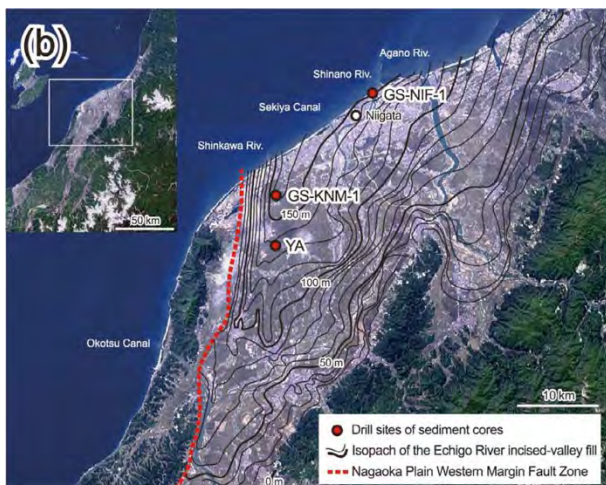


図2 越後平野の沖積層の層厚分布。沖積層の層厚は陸側から海側に向かって大きくなり、沈降速度の大きい越後平野では層厚が160 mに達します。等厚線は10 m間隔。田辺 (2013) を一部改変。



図3 大井川河口のファンデルタ(扇状地)。大井川の河道は網状を呈しています。ファンデルタの南西側には牧之原台地が分布します。牧之原台地は後期更新世に形成されたファンデルタが隆起してできたものです。牧之原台地上には静岡空港が立地しています。地理院地図と QGIS を用いて作成。

(2) 湿潤変動帯の地盤特性

地盤は、土または岩石から構成される地球表層部分のことを言いますが、ここでは沖積層からなる沖積地盤について紹介していきます。(1)でも紹介したように沖積層の厚さや堆積物の粒度は、沖積低地が形成される場の条件によって異なります。越後平野のように沈降の影響が非常に大きい場所では沖積層が厚く堆積しています。一方で、瀬戸内海に流入する太田川が形成する広島平野(図4)では現在の河口付近においても沖積層の厚さが30m程度しかありません(図5)(参考文献8)。氷期において太田川では現在の河口(瀬戸内海)からかなり離れた太平洋に河口があり、河川による下刻(かこく)が進まなかったから、つまり現在の平野下に形成された開析谷の深度が小さいから、だと考えられます。

堆積物の特徴について見ていきましょう。湿潤変動帯に限らず、一般的に開析谷を埋積する沖積層(開析谷充填堆積物とも呼ばれる)では、その最下部に砂礫層(図5)が分布します。これは氷期の海水準低下期に主に堆積した陸成の堆積物で、海岸線が現在よりも海側に位置し、現在の河口付近の河床勾配が大きくなっていたことと関連しています。日本ではこの砂礫層を沖積層基底礫層と呼んでいます。開析谷は、その後の海水準上昇期に河川が運搬してきた土砂によって埋積されていきますが、海進(海岸線の陸側への移動)によって河口付近は溺れていきます。そのため砂礫層の上には、河口に近い陸上で堆積した砂や泥、さらには海の影響を受けた海成堆積物が堆積していくこととなります(図5)。海水準上昇速度が大きく低下するようになると、海退(海岸線の海側への移動)が生じ、海面下になっていた河口域は陸化していきます。濃尾平野や有明海のように内湾が広がった場所ではデルタ(三角州)が前進することで、プロデルタの泥をデルタフロントやデルタプレインの砂や泥が覆っていきます。日本海側は潮差(潮の干満)が非常に小さく、波の影響が強くなっています。そのため海岸線付近にはバリアーと呼ばれる、河口を塞ぐように海岸線にほぼ平行に伸びる砂州が形成され、その陸側にはラグーン(潟湖)と呼ばれる水域が広がりました。ラグーンは、そこに流入する河川によって供給される砂や泥によって埋積されていきます。かつての越後平野には多くの潟が存在していました。デルタ(とくにプロデルタ)やラグーンの堆積物が厚く分布する場所は、地盤が軟弱です。一方、河口部にファンデルタが形成されている場所では、粗粒な堆積物が供給されるため、沖積層を構成する堆積物の粒径も全般に大きく、泥の割合が小さい傾向にあります。

こうした地盤の違いは、地震時の揺れ、さらには被害の大小にも影響します。地震波のS波(横波)は表層の軟らかい堆積物に入射してくると、進行速度が低下して振幅が増します。したがって表層部に軟弱堆積物が厚く分布する場所では、地震時の揺れが大きくなる傾向があります。図6には遠江地域の地盤区分、図7には1944年の東南海地震による遠江地域の木造建物全壊率の分布がそれぞれ示されています(参考文献9、10)。礫質な地盤、つまり主に粗粒な堆積物からなる大井川沿いの低地では被害が小さいのに対し、泥質地盤、つまり軟弱な堆積物が分布する菊川や太田川沿いでは被害が大きくなっています。建物が持つ固有周期と地震波の周期との関係を検討する必要がありますが、地盤条件が被害に関連していることを読み取ることができます。

国土地盤情報検索サイト(KuniJiban)(参考URL2)には、公共工事で実施された地質・土質調査の結果がボーリング柱状図として公開されています。柱状図には、土質(礫、砂、泥)や地盤の硬軟の指標となるN値が掲載されていますので、学校や自宅付近にボーリング調査地点があれば、それを表示してみるとよいと思います。

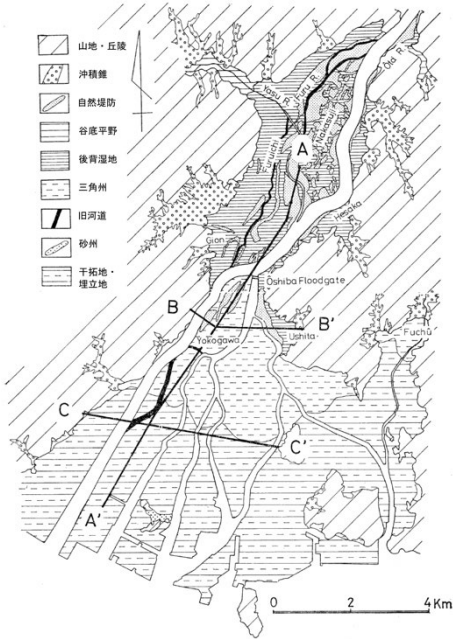


図4 広島平野の地形分類図。A-A'などは図5の地質断面図の位置を示します。白神（1985）を一部改変。

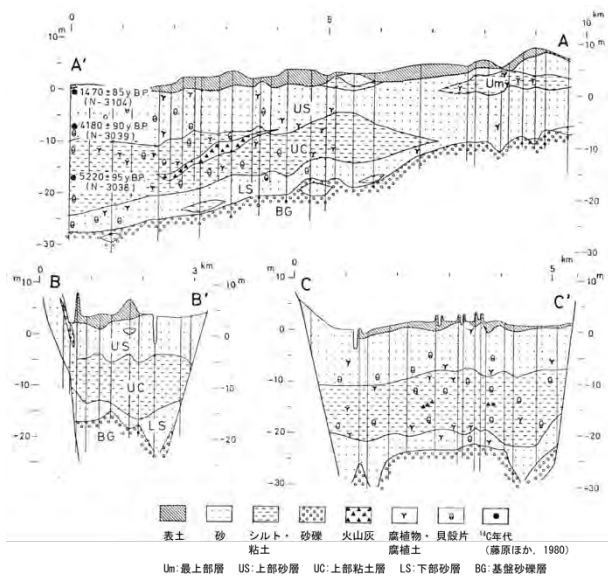


図5 広島平野の地質断面図。沖積層の厚さは河口付近でも 30 m 程度となっています。BG が沖積層基底礫層に相当します。また、UC はプロデルタ、US はデルタフロントやデルタプレインの環境で堆積したと考えられます。上部粘土層中にみられる火山灰は、7300 cal BP 頃に降下した鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) です。断面図の位置は図4に示されています。白神（1985）を一部改変。

参考 URL サイト (以下のホームページは 2024 年 3 月参照)

URL1 <https://maps.gsi.go.jp/> 国土地理院 地理院地図

URL2 <https://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/service.html>

国土交通省、土木研究所、港湾空港技術研究所 国土地盤情報検索サイト KuniJiban

参考文献 (J-STAGE などより 論文サイト参照)

1. 吉川虎雄 (1985) 『湿潤変動帯の地形学』. 東京大学出版会, 145 p.
2. Spratt, R.M., Lisiecki, L.E. (2016) A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12, 1079-1092. <https://cp.copernicus.org/articles/12/1079/2016/cp-12-1079-2016.html>
3. Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M. (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *National Academy of Sciences of the United States of America, Proceedings*, 111, 15296-15303. <https://www.pnas.org/doi/10.1073/pnas.1411762111>
4. 田辺 晋 (2013) テクトニックな沈降域における沿岸河口低地の地層形成-越後平野の沖積層を例として-. *地学雑誌*, 122, 291-307. https://www.jstage.jst.go.jp/article/jgeography/122/2/122_222.291/_pdf
5. 小林巖雄 (1996) 越後平野地下の第四系. *第四紀研究*, 35, 191-205. https://www.jstage.jst.go.jp/article/jaqua1957/35/3/35_3_191/_pdf
6. 須貝俊彦・杉山雄一 (1998) 深層ボーリング(GS-NB-1)と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の沈降・傾動速度の総合評価. *地質調査所速報*, EQ. 99/3, 77-87. <https://gbank.gsj.jp/ld/resource/geolis/199912346.html>
7. 須貝俊彦・杉山雄一・水野清秀 (1999) 深度 600m ボーリング(GS-NB-1)の分析に基づく過去 90 万年間の濃尾平野の地下層序. *地質調査所速報*, EQ. 99/3, 69-76. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573950400505713024>
8. 白神 宏 (1985) FeS₂ 含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造. *地理学評論*, 58A, 631-644. https://www.jstage.jst.go.jp/article/grj1984a/58/10/58_10_631/_pdf/-char/ja
9. 田治米辰雄・望月利男・松田磐余 (1977) 『地盤と震害』. 槇書店, 258 p.
10. 門村 浩・松田磐余 (1970) 静岡県における既往の地震災害と危険区域. 静岡県地震対策基礎調査報告書抜刷

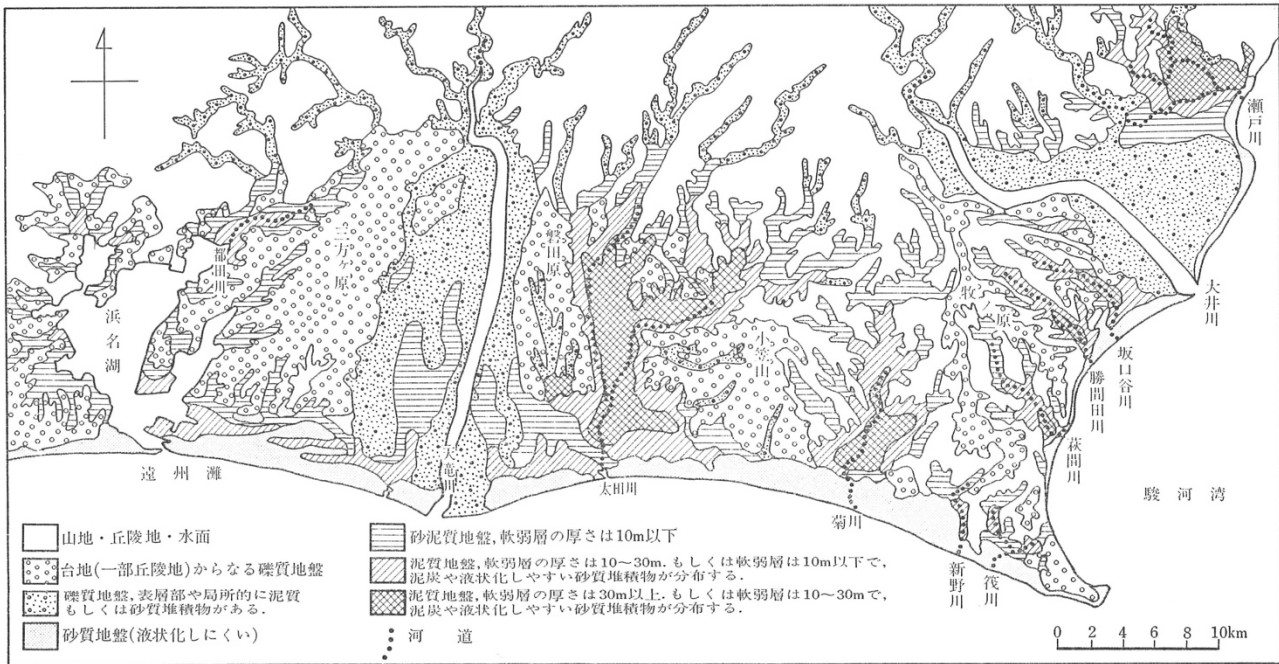


図6 遠江地域の地盤区分。大井川や天竜川下流の沖積平野浅部に礫質な堆積物が分布するのに対して、菊川や太田川下流の沖積平野には泥質な堆積物が分布します。田治米ほか (1977)。

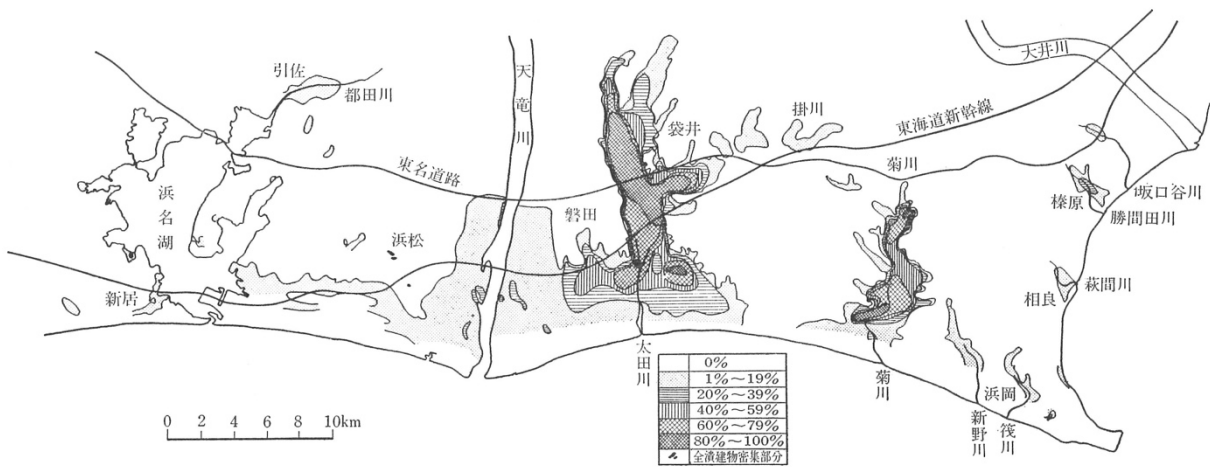


図7 東南海地震による遠江地域の木造建物全壊率の分布。菊川や太田川下流の沖積平野で全壊率が高くなっています。田治米ほか (1977) に掲載された門村・松田 (1970) の図を引用。