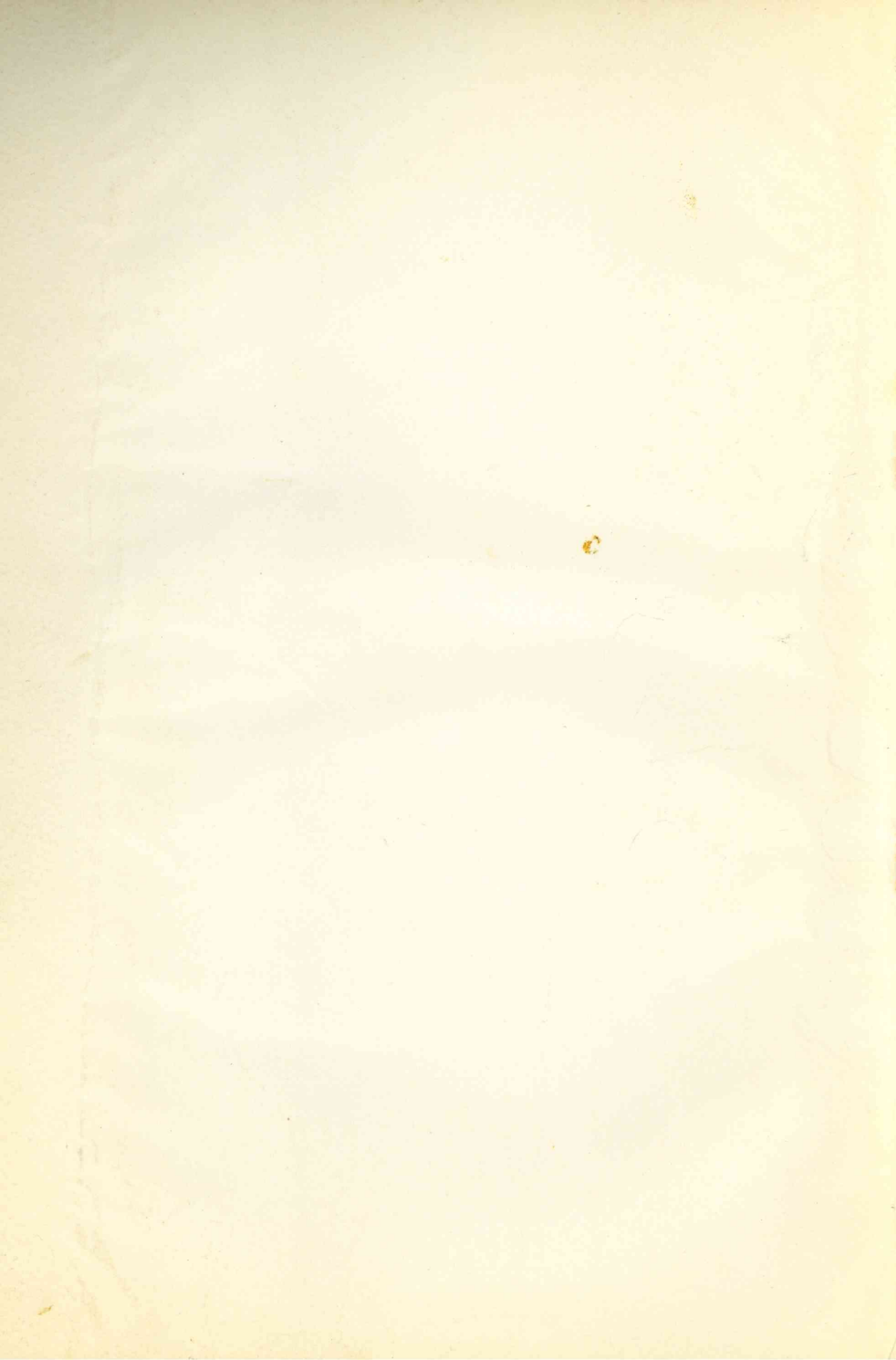


静岡地域およびその周辺地域の  
防災上の諸問題

—— 1965年度静岡県防災地学調査報告書 ——

1966.3

静岡県消防防災課











## は し が き

わが国は昔から災害の多い国として世界的に有名である。事実、水・火・風・震災による人的・物的被害は毎年莫大な数字を示し、近年に至つては科学文明の高度の発達により、従来見られなかつた各種の災害がわれわれの生活圏の中へも侵入し、それら新種の災害が、また増大の一途をたどる傾向を示している。「災害は忘れた頃にやつて来る」という言葉があるが、今や災害は忘れないうちに必らずやつて来るのが現状である。

昭和37年、災害対策基本法が制定されて以来、防災体制の強化と総合的・計画的運用が図られてきましたが、災害はこれを未然に防止することが災害防除の要諦であります。

本県においても県・市町村の防災体制の整備を進める一方、基礎的な土地条件の調査を東京地学協会に委託し、既に昭和37年度は県下全域の概査、昭和38年度天竜川流域の精査、昭和39年度富士山麓及び岳南地域の精査について本年度は静清地域（安倍川流域を含む）の精査を行ない、災害に対する性質をとりまとめていただきました。

東京地学協会においては、委託経費の関係、時間的な制限等幾多の支障点が考えられたにもかかわらず、

東京都立大学 中野 尊正  
" 町田 洋  
" 内藤 博夫  
" 門村 浩

法政大学 三井・嘉都夫  
お茶の水大学 式 正英  
法政大学 市瀬 由自  
静岡大学 松本 繁樹

以上の諸先生をはじめとして極めて精力的な精査をいただき本書がまとまりました。その労を厚く感謝申し上げるとともに、本書が郷土を災害から護るための資となることを期待いたします。

昭和41年3月

静岡県総務部消防防災課長

山 田 繁





# 目 次

まえがき	1頁
第1章 静清地域の開発と防災上の諸問題	中野 尊正 2
1. 地域のあらまし	2
2. 土地利用の概況と将来	2
3. これまでの災害と今後の災害	3
4. 将来の開発と災害防止	5
5. むすび	6
第2章 静清地域の地盤と防災上の問題点	門村 浩 7
1. 地域の概要と調査方法	7
(1)地域の概要	7
(2)調査の方法と資料	7
2. 静清地域の地形と表層地質	8
(1)地形・表層地質の概要	8
(2)地形地域区分	9
(3)静清低地の地形とその形成過程	11
3. 静清地域の地盤地質	12
(1)地盤地質区分	12
(2)地盤地質断面	18
(3)地盤型区分と地盤型の分布	23
4. 静清地域の地盤災害	23
(1)既往の地震災害の概要	23
(2)既往の地震災害と地盤との関係	25
(3)地盤災害の予測	28
5. 開発・防災上の問題点と今後の課題	29
第3章 安倍川流域の山地崩壊と河川の荒廃	町田 洋・内藤 博夫 31
1. まえがき	31
2. 安倍川流域の地形・地質と崩壊地分布のあらまし	31
(1)地形	31
(2)地質	32
(3)崩壊地分布のあらまし	33
3. 山地崩壊の諸性質	33
4. 安倍川流域における諸崩壊	36
(1)大谷崩	36
(2)地すべり性崩壊	43
(3)山くずれ	44
(4)地すべり	46
5. 安倍川上流部の河床変化	47
(1)大谷崩土石流による埋積以後の約260年間の河床変化	47
(2)段丘地形から推算された侵蝕量	49

(3)河床低下の条件	49
(4)最近の河床変化	50
6. む す び	52
<b>第4章 安倍川中・下流部の河床変動と砂利採取</b> ……………松本 繁樹	55
1. 安倍川中・下流部の概況	55
2. 平均河床高からみた河床変動の実態	55
3. 土砂変動量からみた河床変動の実態	59
4. 河床低下と砂利採取の関係	60
5. 河床低下の影響	63
6. 総 括	64
<b>第5章 庵原山地および有渡山の地這りと崩壊</b> ……………	65
A. 庵原山地由比川流域の地形地質と地這り・崩壊……………式 正英	65
1. 概 観	65
2. 庵原山地の地形	65
3. 庵原東部山地の地質	67
4. 由比川流域の地形	69
(1)河 床 断 面	69
(2)傾 斜 区 分	71
(3)段丘および低地	72
5. 由比川流域の崩壊地	73
6. 地 這 り 地	75
(1)西山寺地這り	75
(2)北条山地這り	75
(3)今宿地這り	75
(4)由比寺尾地這り	75
7. 要 約	77
B. 庵原山地西部および有渡山塊の地這りと崩壊……………市瀬 由自	79
1. 素因としての地形および地質	79
(1)庵 原 山 地	79
(2)有 渡 山 塊	81
2. 地這りの分布	82
3. 地這りの性状	83
4. 有渡山塊の山崩れ	86
<b>第6章 興津川流域における水利に関する諸問題</b> ……………三井嘉都夫	87
1. 流 域 の 概 況	87
2. 河川表流水、地下水の賦存とその利用	90
(1)河 川 表 流 水	90
(2)地 下 水	90
(3)水利用の現況と問題	91
3. 水利用上競合する諸問題	92
(1)上水道と農工業用水ならびに河川流下量	92

(2)砂利採取と水位低下	93
(3)地下水揚水と水位低下	93
(4)地下水塩水化	94
(5)河川敷の土地所有関係と人工工作物	94
(6)埠頭建設と河口沿岸侵蝕	95
(7)日本軽金属放水とその利用	95
4. 今後の問題点	95
<b>む す び</b> ——今後の問題点	中野 尊正 97

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY  
540 EAST 57TH STREET  
CHICAGO, ILL. 60637  
TEL: 773-936-3200  
WWW.CHICAGO.EDU

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY  
540 EAST 57TH STREET  
CHICAGO, ILL. 60637  
TEL: 773-936-3200  
WWW.CHICAGO.EDU

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY  
540 EAST 57TH STREET  
CHICAGO, ILL. 60637  
TEL: 773-936-3200  
WWW.CHICAGO.EDU

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY  
540 EAST 57TH STREET  
CHICAGO, ILL. 60637  
TEL: 773-936-3200  
WWW.CHICAGO.EDU

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY  
540 EAST 57TH STREET  
CHICAGO, ILL. 60637  
TEL: 773-936-3200  
WWW.CHICAGO.EDU

## 図 表 目 次

<p>図 1.1 調査地域概念図…………… 2 頁</p> <p>1.2 開発計画概念図と不良地盤…………… 3</p> <p>2.1 粘土含有量と単位体積重量の関係(巴川地区)14</p> <p>2.2 粘土含有量と間隙比の関係(巴川地区) ……14</p> <p>2.3 粘土含有量と圧縮指数の関係(巴川地区) ……14</p> <p>2.4 自然含水比の深度分布(小坂地区) ……15</p> <p>2.5 間隙比の深度分布(小坂地区) ……15</p> <p>2.6 一軸圧縮強度の深度分布(小坂地区) ……15</p> <p>2.7 先行荷重の深度分布(小坂地区) ……15</p> <p>2.8 圧縮指数の深度分布(小坂地区) ……15</p> <p>2.9 静清地域の地盤型分布概念図……………22</p> <p>2.10 静岡強震(1935)による部落別家屋被害の分布24</p> <p>2.11 静岡地震(1965)による清水市飯田・高部地区 の家屋被害の分布……………26</p> <p>2.12 静岡強震(1935)による高松・大谷地区の家屋 被害の分布……………26</p> <p>2.13 沖積層の厚さと木造家屋倒壊率の関係——関東 大地震による旧東京市内の場合——……………27</p> <p>2.14 表土層(上部泥層)の厚さと震害率の関係——東 南海地震による名古屋市港区・熱田区 の場合——……………27</p> <p>2.15 地盤沈下量と沖積泥層の厚さの関係——東京下 町の場合——……………28</p> <p>3.1 安倍川流域の切峯面と地質概念図……………31</p> <p>3.2 安倍川流域起伏量分布図……………32</p> <p>3.3 安倍川上流部の地形図……………38</p> <p>3.4 安倍川上流部の地形分類図……………38</p> <p>3.5 河谷の横断面形……………39</p> <p>3.6 安倍川上流部における河床と段丘の縦断面図40</p> <p>3.7 三河内川河床地質柱状図と高位段丘面の関係41</p> <p>3.8 安倍川・雨畑川周辺山地地り性崩壊分布図44</p> <p>3.9(1) 1965年24号台風時の日雨量分布(1965.9.16) 45</p> <p>3.9(2) 1965年24号台風時の日雨量分布(1965.9.17)お よびこのときに発生した崩壊地分布……………45</p> <p>3.10 赤水滝付近の河床変動(最低河床高) ……48</p> <p>3.11 高位段丘面から低位段丘II, 現河床までの比高 の分布……………48</p> <p>3.12 孫佐島付近の段丘面交叉……………49</p> <p>3.13 1939年を基準とした最低河床変動量……………50</p> <p>3.14 1956年を基準とした平均河床高の変化……………50</p> <p>3.15 各堰堤の堆砂量の変化……………51</p> <p>4.1 安倍川流域概略図……………55</p>	<p>4.2 安倍川下流部平均河床高経年変動図……………56</p> <p>4.3 安倍川下流部平均河床高変動量図……………57</p> <p>4.4 安倍川中流部平均河床高変動量図……………58</p> <p>4.5 安倍川中・下流部の土砂変動量図……………59</p> <p>4.6 安倍川下流部砂利採取量……………61</p> <p>4.7 砂利採掘量と洗掘量・河床低下量の関係……………62</p> <p>4.8 藁科川下流部平均河床高変動量図……………63</p> <p>5.1 庵原山地起伏量図……………66</p> <p>5.2 庵原山地傾斜区分図……………66</p> <p>5.3 庵原山地谷密度図……………67</p> <p>5.4 富士川・興津川間地質図……………68</p> <p>5.5 山地内緩斜面分布図……………69</p> <p>5.6 興津川・小河内川縦断面図……………70</p> <p>5.7 由比川・有無瀬川・血流川河床縦断面図……………70</p> <p>5.8 由比川流域傾斜区分図……………71</p> <p>5.9 由比川流域平地地形分類図……………72</p> <p>5.10 由比川流域崩壊地分布図……………74</p> <p>5.11 由比町寺尾地り地質断面図……………76</p> <p>5.12 由比川流域地形区分図……………78</p> <p>5.13 投影断面図……………79</p> <p>5.14 庵原山地地質図……………80</p> <p>5.15 日本平・久能山付近地質図ならびに断面図……………81</p> <p>5.16 波多打川・庵原川流域地り分布図……………82</p> <p>5.17 波多打川・庵原川流域地り地形分布図……………83</p> <p>6.1 興津川下流域地形概要と工場分布図……………87</p> <p>6.2 興津川河床縦断面図……………87</p> <p>6.3 興津川右岸部浦安橋近傍ボーリング地点……………88</p> <p>6.4 興津川右岸部ポンプ場周辺ボーリング地点……………88</p> <p>6.5 興津川右岸部新浦安橋付近さく井柱状図……………88</p> <p>6.6 興津川地質横断面……………89</p> <p>6.7 興津川橋地質断面……………89</p> <p>6.8 興津川(八木間付近)河谷横断面図……………89</p> <p>6.9 電探調査図(1)……………90</p> <p>6.10 電探調査図(2)……………91</p> <p>6.11 地下水面図……………91</p> <p>6.12 興津川河川敷内における民有地分布例……………94</p>
<p>表 1.1 調査地域の概況…………… 2 頁</p> <p>1.2 既往の災害(1900~1964)…………… 4</p> <p>1.3 月別に集計した既往の災害(1900~1964)…………… 4</p> <p>1.4 3年別に集計した既往の災害(1900~1964)…………… 5</p> <p>2.1 安倍川と巴川の比較…………… 8</p> <p>2.2 静清地域の地形区分…………… 9</p>	

2.3 静清地域の地盤地質区分……………13	4.3 安倍川下流部における土砂変動量と砂利採取量 (1960~1964) I……………60
2.4 上部泥層・下部泥層の土質試験結果一覧(小坂 地区)……………13	4.4 安倍川下流部における土砂変動量と砂利採取量 (1960~1964) II……………61
2.5 静清地域の地盤型区分……………21	5.1 由比川流域の地這り・崩壊……………73
2.6 静岡強震(1935)による被害状況一覧……………24	5.2 地這り地の概要……………75
2.7 東南海地震(1944)による被害状況一覧……………24	5.3 由比川流域の地形区分……………77
2.8 静岡地震(1965)による被害状況……………25	6.1 清水市管内水の需給関係推定……………92
2.9 東南海地震(1944)による遠江地方の地形・地盤 型別の木造家屋被害の一例……………27	6.2 興津川下流部の工場一覧と地下水使用量……………93
2.10 静清地域における地震災害危険地域(試案) 28	写真3.1 大谷崩の立体空中写真……………37
3.1 安倍川最上流部における崩壊地の数と面積……………33	3.2 大谷川沿いの土石流段丘……………39
3.2 規模による山地崩壊の分類……………34	3.3 段丘を作る土石流堆積物……………40
3.3 16~18世紀における東海地方の洪水・大雨の 頻度……………42	3.4 大谷崩土石流によつて支流が dam up されて 生じた湖成堆積物……………40
3.4 安倍川上流部の砂防堰堤……………50	3.5 大谷崩内左岸側の斜面……………43
4.1 安倍川下流部平均河床高変動量……………57	4.1 仮開削による導水……………63
4.2 安倍川中流部における河床変動……………58	4.2 木樋による導水……………63

一付 図一

- 付図 2.1 静清地域の地形分類図(1:25,000)  
 2.2 静清地域の地盤地質断面図(水平 1:25,000 垂直 1:1,000)  
 3.1 安倍川流域の崩壊地・地這り地形分布図(1:50,000)

## まえがき

1965年度の防災土地条件調査を、静清地域およびその周辺地域について実施した。調査地域は、安倍川流域から富士川の右岸までの地域で、静岡・清水両市の発達する静岡平野と、その背後の安倍川流域山地と庵原山地を含む。調査は下記のテーマを下記の委員が分担した。委員は本調査地域、テーマについて過去の研究調査経歴、相互の協力の便宜などを考慮して選ばれた。

- 1) 静清地域の開発と防災上の諸問題  
(東京都立大学 中野 尊正)
- 2) 静清地域の地盤と防災上の問題点  
(東京都立大学 門村 浩)
- 3) 安倍川流域の山地崩壊と河川荒廃  
(ともに東京都立大学 町田 洋・内藤 博夫)
- 4) 安倍川の河床変動 (静岡大学 松本 繁樹)
- 5) 庵原山地および有渡山の地すべりと崩壊  
(お茶の水女子大学 式 正英・法政大学市瀬 自由)
- 6) 興津川流域における水利用に関する諸問題  
(法政大学 三井嘉都夫)

静清地域は、静岡県下の中心をなす地域であり、とくに最近では東海道新幹線の開通、東名国道の建設などにもない両市相接して一市を形成するほどの発展を示し、単に静岡県下のみならず、東海道沿線の地域における一つの中心的地域として発展しつつある。このことにもなつて、土地条件の不良な地域の土地利用もすすみ、また水利用も増大して、土地と水の両面から防災上、公害防止のうえから、検討すべき問題も散見されるようになった。これらの諸問題について概観したのが、第1章静清地域における開発と防災上の諸問題である。

静清地域の新しい開発地域のなかには、地盤ととくに軟弱地盤の地域が含まれている。軟弱地盤地域の地質構造、地形、表層物質などの性質を仔細に検討し、地盤災害を未然に防止することはきわめて重要な課題となりつつある。そこで、静清地域の軟弱地盤の性質を、ボーリング資料、微地形の解析などによつて仔細に検討し、地盤災害の予測に言及した結果を、第2章静清地域の地盤と防災上の問題点としてまとめた。

この地域では、平野部の開発が飽和状態になるにもなつて、有渡山やその他の周辺山地の山麓に、宅地などの造成がすすめられるようになってきた。それにもなつて、造成地の崩壊、地すべり、あるいは土砂流失による小河谷の荒廃などの諸問題が発生しやすくなつてきた。これらの諸問題は第5章庵原山地および有渡山の地すべ

りと崩壊のなかにおいて言及した。

安倍川中上流部、ことにその上流地域は、大谷崩をはじめ大小の崩壊地がおおく、その発生拡大による直接問題の災害は上流部から河口部におよんでいる。山地崩壊と河川荒廃についての一貫的な調査は、静岡市を含む静岡平野の被害を考えるうえでもきわめて重要である。この問題についてはこの調査グループの委員によつて、詳しい調査をおこなつたことがあつたが、今次調査においてはあたらしい資料を加え、山地崩壊から河川の荒廃現象さらに砂利採取など人為的原因による河床変動までを総合的に検討した。海岸線に対する影響も観測などによつて検討すべきであつたが、今回はこれを省略した。これらの調査結果は、第3章安倍川流域の山地崩壊と河川荒廃、第4章安倍川の河床変動の2章にまとめた。

東海道新幹線、東海道本線、東名高速道、国道一号線といった日本の動脈的交通機関を、その南縁地域に発達させる蒲原山地は、地すべりの多い地域として知られる。ことに由比海岸の寺尾地すべりは、その直下に東海道本線、国道一号線、建設中の東名高速道が走つており、防災上の要点と目されている。このほかにも数多くの地すべり、崩壊が知られており、その実態の究明は、丘陵地域開発の前提になつている。本調査では概観的に問題点を指摘し、第5章庵原山地および有渡山の地すべりと崩壊としてとりまとめた。

興津川流域は、静岡平野の開発とともに、清水の外縁地域として急速に開発が進み、ことにその河口部の開発がめざましい。静清地域の都市用水、工業用水の不足は年々深刻化するであろうし、地下水利用に伴う地下水位の低下、水質の変化にも注目する必要がある。こうした水利用をめぐる自然的公害を中心に、第6章興津川流域における水利用に関する諸問題をとりまとめた。

上記した諸テーマは相互に関連する面もあるので、これらの諸点については第1章において、その周辺地域の諸問題にも言及しつつ、防災上の問題点に言及し、報告書全体としてもれないよう留意したつもりである。

限られた時間と予算に制約され、また今後の調査を前提としているとはいえ、防災上、とくに災害予防上の問題点の指摘とその概要を提示できたと考えている。対策についても気づいた範囲内において言及しておいたから、関係者がこれらを参考として、より一層の検討を加えられ、防災対策のうえで、あるいは開発行政のために、本報告を十分に活用されることを期待している。

# 第1章 静清地域の開発と防災上の諸問題

## 1 地域のあらまし

静清地域とその周辺地域として、この報告において取扱うのは、図1.1に示す範囲である。この地域を、地形地質の特徴から区分し、それぞれの地域の特徴を示した

が表1.1である。概括的には、静岡、清水両市の中心部の発達する静岡・清水平野と、それ以外の山地丘陵地の地域に区分される。人口、産業、公共施設などの分布からみて、焦点地域は静清地域ということになる。

## 2. 土地利用の概況と将来

焦点地域たる静清地域は、有渡山の山塊によつて静岡低地と清水低地の東西2つの地域に分かれる。有渡山と北側の山地との間は約2kmにせばまつており、その中に東海道本線、新幹線、静岡鉄道草薙線、国道一号線、南北の幹線道路、巴川の水路と6本の交通幹線と1本の河川計7線が走っている。しかも国道一号線に沿つては、市街地、工業が発展しており、東海地方における一つの問題地域を形成している。

有渡山をのぞく平野部には、現在でもその約なかばをしめて、市街地、工業、公共施設があつまつている。開発計画では図1.2に示すように、約8割が都市的性格の

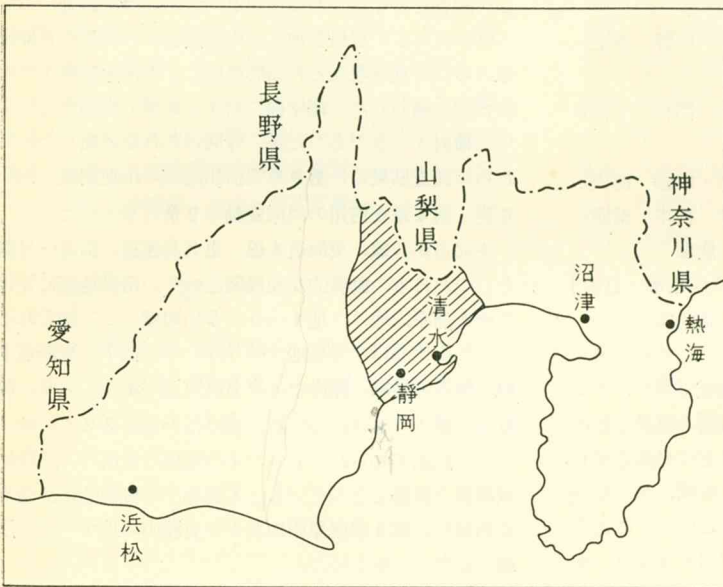


図 1.1 調査地域概念図

表1.1 調査地域の概況

地域	土地条件 土地災害		主な土地条件 (地形・地質)	地震		火山活動		台風・梅雨 前線豪雨		山間の土地 災害		海岸の土 地災害		地下 水害		備考 (既往の代表的 土地災害など)
	地割 倒壊	津波		津波	爆発	河川 洪水	内水 氾濫	地 り	崩 壊	ダム 災害	海岸 侵蝕	風 蝕	水位 低下	地盤 沈下	塩水 化	
庵原山地	蒲原丘陵地		蒲原礫層(洪積層)丘陵地							○	○	○				由比の地り
	庵原山地		第三紀鮮新統・中新統山地							○	○	○				地り、崩壊
外帯山地	高草山地		粗面玄武岩地							○	○	○				大崩
	安倍川流域		古第三系山地							○	○					大谷崩
駿河平野	静岡・清水平野	○	沖積平野(安倍川の扇状地性平野と巴川のデルタ性平野)					○	○	○		○	○	○	○	安倍川洪水、巴川流域の常習的内水氾濫
	有渡山		洪積層台地・丘陵地	○							○					

○過去に発生した災害 ◎現在進行中の災害





図 1.2 開発計画概念図と不良地盤

地域によつてしめられようとしている。静岡市街の大半は砂礫質の扇状地上をしめて立地しているが、清水市街は砂質の浜堤列とその背後の軟弱層からなる堤間低地、巴川のデルタ性平野をしめて立地している。将来の計画では、静岡市街外縁部の不良な軟弱地盤地域へ一部の拡大が考えられているし、清水市街では巴川デルタ平野の軟弱地盤地域を、ほぼうずめつくす計画が考えられている。また現実には、都市計画の構想をうまわまるはやさで、軟弱地盤地域の市街地化がすすんでいる。(表2.3, 付図2.1参照のこと)

安倍川、藁科川の流域では林地が圧倒的に広く、全体の9割をしめている。将来計画においても林地の面積が広く、多少の農地の拡大が既存の農地の周辺の山麓斜面に予定されている。安倍川はその最上流部の大谷崩はじめ、数多くの山くずれによつて生産される土砂によつて、その自然的荒廃はもともとはげしかつたが、最近では河床における砂利採取による河床の変動も顕著である。山地の崩壊、河川の荒廃を放置すれば、下流部にくだりする静岡市街地への影響も大きい可能性があるため、上流部における砂防は1つの重要課題として取上げられている。

興津川流域は、面積的には林地が広いが、多くは山腹上部をしめ、中腹部にはミカン園、下部の山麓部には農地がひらけている。川ぞいの狭長な平野は砂礫質の新旧の扇状地性の地形で、水田にひらかれるところも広がったが、最近、とくに河口に近い地域において、清水の外縁工場地域として、工場地帯化が目立っている。近郊型農業地域として予定されているようであるが、現実には、都市的様相、とくに中小工場による工場地域化が進むであろう。

蒲原山地には、広くミカン園、茶園が分布し、増反の可能性に乏しいほど斜面の利用がすすんでいる。しかもその南縁を、ほとんどトンネルで通過する新幹線、2~300mほどのせまい地帯を東海道本線、国道一号線、東名高速道、

通信線が通過し、東海地方における交通上の要点を形成しているから、保全地域としての機能も要請されている。将来計画のなかでは、造成地を利用する東名高速道が防潮をかねて交通上の隘路問題を解決しようとしている。丘陵地域内にも広く地すべり地があるため、開発は地すべりに対する配慮を前提としたうえで行われるべき地域である。

### 3. これまでの災害と今後の災害

1900年から1964年までの災害を表1.2に示した。この表にみるごとく、地震災害あり、風水害あり、地すべりありである。地震にともなつて、地すべり崩壊の発生した例も知られている。月別にみると、風水害では勿論、季節との関係が密接であり、地震災害では季節に関係がない。(表1.3) 3年別にみると、安倍川の水害が減少しているのが目立つ。(表1.4) しかし静岡市内、清水市内における内水氾濫などが増大していて、あたらしい問題を投げかけている。表には示されていないが、上流部における砂防、砂利採取などにもなる安倍川の河相の変化などに原因すると考えられる海岸線の移動も顕著である。また、清水港における港湾建設の進行にともなう庵

表1.2 既 往 の 災 害

(1900~1964)

	地震 津波	地す べり	風 水 害		水 害					風 害			浪 害	高 潮	雷 害	干 害	火 災
			台風	低気 圧 前 線	台風	低気 圧 前 線	梅雨 前 線	雷雨	たつ まき	低気 圧 前 線	季節風						
静岡清水地区	5	1	21	12	9	12	10		2	7	4	16		2	2	7	
安倍川地区	2		8	5	13	7	8	1				2			1	2	
蒲原地区	2	11	8	3	5	10	8		1	2		3	1		1	2	
計	9	12	37	20	27	29	26	1	3	9	4	21	1	2	4	11	

表1.3 月別に集計した既往の災害

(1900~1964)

	地震 津波	地す べり	風 水 害		水 害					風 害			浪 害	高 潮	雷 害	干 害	火 災
			台風	低気 圧 前 線	台風	低気 圧 前 線	梅雨 前 線	雷雨	たつ まき	低気 圧 前 線	季節風						
計	22	12	28	14	19	21	15	1	3	8	4	27	4	2	2	11	
1月	2									1	4	2				1	
2						1				1						4	
3	1	1		1		2			1	2		1				2	
4	1	3		5		3				1						1	
5	3			1		3						1					
6		4	2	2	2	1	7					2					
7	1	2	2	1	2		8					1		1			
8	3		8	1	5	7		1				3	2	1	1		
9	3	2	10	1	9	2						10	2				
10	2		6		1				1			6				1	
11	3			1		1				2		1				1	
12	3			1		1			1	1					1	1	

註 1) 地震津波は季節に無関係。 2) 地すべりは梅雨期、台風期に多い。 3) 風水害は台風によるものは8、9、10月、梅雨によるものは6、7月。冬にも低気圧、前線、季節風によるものが発生。 4) 浪害高潮害は8、9、10月。 5) 火災は2月を中心に冬に多発している。

原川河口付近における海岸線の変化も顕著で、海岸線ぞいの国道などの防災上にあたらしい話題を加えている。由比海岸における造成地は山くずれ土砂を利用したものであるが、これによつて、従来の国道すじが防災上大きな恩恵をうけるようになってきたこともみのがすことはできないであろう。

3年別の災害発生状況は、治水工事の成功を物語る反面、今後のあらたに警戒すべき災害の発生、ないし災害発生の下地の形成が進行していることも否定できない。地域的には静岡地域がもつとも要注意地域であり、これまでの大水害にかわつて、内水氾濫や巴川、大谷川の氾濫が社会環境、都市の生活環境整備の面から問題になるであろう。また、静岡市麻機付近に分布する軟弱地盤をはじめ、巴川下流デルタ平野の軟弱地盤などに基因する災害、とくに地震時における木造家屋の倒壊、地盤沈下、排水不良地の形成などに注目すべきであろう。巴川が東に転流するあたりは、交通の要路にあたるため、しばしば小規模の災害が発生するようになるおそれがある。巴

川を大谷川にみちびく計画もあるときいているが、東西に走る既存の交通線に対する関係の技術的解決をはじめ、用地取得などの社会的問題の解決にも困難が予想される。

蒲原丘陵の交通上の障害は、東名高速道の建設によつて、ある程度の緩和が考えられるが、近い将来には飽和し、あらたに、この丘陵をつらぬく道路建設が必要になるであろう。地すべり地域における道路建設は、地すべり活動を誘起することが多いから、十分な配慮が必要である。

安倍川流域では今後も地すべり、崩壊が重視されるであろう。しかし、これまでに比べて下流部における橋梁の数が増大し、開発の程度がたかまつてきていることなどから、同じ規模の災害であつても、被害として下流部にあたえる影響には格段のちがいがあろう。こうした今後の災害に対処するためには、被害規模想定をおこない、その結果を考慮した防災対策の立案がのぞましいであろう。

すでに興津川下流部において発生していると予想され

表1.4 3年別に集計した既往の災害 (1900~1964)

	地震 (津波)	地す べり	風水害		水害				風害			浪 害	高 潮	雷 害	干 害	火 災
			台風	低気圧 前線	台風	低気圧 前線	梅雨 前線	雷雨	たつ まき	低気圧 前線	季節風					
計	22	12	28	14	19	21	15	1	3	8	4	27(5)	4	2	2	11
1900~02					1		1									
03~05					1											
06~08			1		1	1										2
09~11	1		1		2	1				1		2(1)				
12~14			1													1
15~17																1
18~20			1			1						1(1)				
21~23						1										
24~26																
27~29																1
30~32	2															
33~35	4		2			1						2	1			
36~38	4			1	1	2	1		1							
39~41		3	1	4			3					2(1)				1
42~44	1		1		1							1				
45~47	3		1		2	1				1		2				1
48~50	1	2	2	1	2	1	2		1	1	2	2(1)				
51~53	2	1	2		1	4	4			2		2	1			1
54~56	1		5	2	1	3		1		1		4	1			1
57~59	1	2	5	2	3	3	1			1		5(1)	1			1
60~62	2	3	4	2	2	1	3		1		1	3				
63~64		1	1	2	1	2				1	1	1		2	2	1

( ) 浪害のみのも

る地下水位の低下、塩水化現象などにも注目すべきであろう。水量の減少、水質の汚染は、用水問題を複雑にし、工業開発計画に支障をきたすことにもなる。何よりも現時点における実態の把握と、今後の定常的な観測による経過の観察が、原因究明の基礎となり、対策立案の根本であることに思いをいたすべきである。

本報告には詳細な記述を行なわなかったが、海岸侵蝕と漂砂の堆積についても、三保海岸から清水港にかけて調査すべきであり、すでにある資料が対策立案のうえで充分活用されることがのぞましい。

#### 4. 将来の開発と災害防止

すでに個別的にはふれたが、将来の開発にともなつて発生する予測される災害とその発生予測地域について、要約的にのべておこう。

産業、人口、公共施設などの集中状況からみて、東海道本線にそう地帯がもつとも注目すべき地域であることは論をまたない。この地域は、既往の災害からいえば、日本全体としてみた場合に、もつとも危険な地域という

わけではないが、東西を結ぶ動脈地域であるため、この地域の問題であるとともに、日本の問題として考え、対策を施さなければならない特色をもっている。たとえば、もし由比の寺尾地すべりが、その南側にある幹線交通路、通信線に被害を与えると、毎日の通過貨物の90%は停滞し、日本経済に数日以内の混乱を与えるであろうといわれている。また、1948年7月の台風によつて寺尾地すべり地から、流出したわずかの土砂によつて、東海道本線は7時間停止されている。

由比・蒲原の隘路とともに、開発の進行にともなつて隘路化しつつあるのが、静岡・清水の境界地帯の草薙地区である。公共施設、工場、民家などが混在する中を、幹線交通路、幹線通信線がすべてあつまつて施設されているから、これら交通線、通信線に支障を与えるような災害——地震、火事など——に対して、当然予防策が充分講じられなければならないであろう。この地域の有渡山よりの地域は、砂礫質のかたいよくしまつた地盤で構成されているが、北の巴川よりの地域は比較的支持力のよわい地盤で構成されているので、開発計画もこうした

点に配慮して立案されることがのぞましい。

この地域の過去65年間における地震では、静岡強震(昭和10年)が最大の地震であつた。この強震で経験した程度のことは、今後も経験すると考えてよいであろうが、当時と現在、あるいは近い将来とでは、開発の程度にいちじるしいちがひがある。したがつて、山間部ではほぼ同様の規模、種類などの災害、被害を想定すればよいが、平野部やそれに接する山麓部では、事情はさらに深刻であろう。その理由の第1は、発火性物質の拡散、第2は地盤のわるい地域の土地利用の進行、第3は被害をうけるおそれのある人口、産業、公共施設などの増大である。

静岡強震以外でも、昭和19年の東南海大地震、昭和40年の地震において、共通にみられる特徴は、巴川流域の軟弱地盤地域に被害があつまつていることである。今後の災害対策で注意を要する第1の地域といふことができよう。

山間地域で無視できないのが安倍川の今後の開発であろう。河川状況から水資源開発の困難な地域ではあるが、治水工事を必要とする河川であることにはまちがいない。この問題は静岡地域における用水不足問題の解決策との関連において検討さるべきであろう。

## 5. む す び

(1)静岡地域の開発は、日本の他地域との関連においても考察すべきであるが、本体はこの地域自体の課題である。しかしこと災害に関していえば、この地域の問題であるとともに、日本の経済とくに関東関西との関係においても検討すべき重要性をもっている。基本的な考え方としては、当該地域の地域防災から、広く関連する東西を含めて地帯防災への拡大発展を必要とする。

(2)地震に関しては静岡強震、東南海大地震、北伊豆地震を想定することは最低限必要であるが、その当時と現在とでは被害主体の状況に大きなちがひがあるから、現況あるいは開発計画をベースにした被害想定を出来るだけ早い機会に行ふ必要があろう。

(3)風水害に関しては、洪水害は減少しているが、内水氾濫などの頻発がみられるようになってきた。とくに清水市街において警戒を要しよう。(4)山間の地すべり、崩壊については、今後も誘因さえあたられば発生するであろう。

(5)新しい検討点は、軟弱地盤とそれに基因する各種の都市的様相の災害であろう。また、地下水の塩水化現象、地盤の沈下も局地的に問題を発生するであろう。

(中野尊正)

## 第2章 静岡地域の地盤と防災上の問題点

### 1. 地域の概要と調査方法

#### (1) 地域の概要

この章でとりあげる範囲は、駿河湾の北西部に面する静岡・清水平野（有渡山を含む）の地域と、興津川に沿う低地の下流部で、北側には高度500～1,000mの中起伏山地がせまっている。行政的には、静岡・清水の2市域にまたがる。静岡・清水平野の中央南部に孤立する有渡山の土地条件と防災上の諸問題については、第5章でくわしくのべられているので簡単にふれるにとどめ、安倍川下流域、巴川中下流域、清水港周辺部および興津川下流域に発達する沖積低地域の土地条件——とくに地盤条件と、それに関連して発生を予測される土地災害予防上の問題点を、地盤災害の場合を中心にのべることにしたい。

この地域の西部には、静岡県庁の行政上の中心である静岡の市街地が展開し、東部では三保の砂レキ州に抱かれた清水港の周辺部に、県下第1の工業都市である清水の市街地が立地している。2つの市は、地形的にみても、また行政上、経済活動の上からもひと続きのものであり、両市の有機的な連繫による静岡広域都市の建設が計画されている。

清水港の臨海部には、わが国最大の規模をもつアルミナ工場（日本軽金属）をはじめ、日本鋼管（造船）、東亜燃料（石油精製）、豊年製油（食用油）などの大工場が集中している。清水市域にはこれらの大工場のほか、合板・製材・紙・パルプなどの木材関係や缶詰・製粉・製糖などの食品工業、造船工業関連の下請、部品製造の機械関係などの中小工場が港湾周辺部から国道1号線沿いにかけての地域に立地している。一方、静岡市域には、清水市域からつづく国道沿線と市街地の南東縁部に、大蔵省印刷局、大和製缶、日東紡績、鐘淵紡績、三菱電機、静岡ガスなどの大中規模の工場がある。これらの各工場のうち、油脂や高圧ガスなどの引火性危険物を多量に貯蔵するものは、後述する地盤条件とにらみ合せて防災上、一応の注意を払う必要がある。

静岡地域には、東京一名古屋・大阪の3大都市圏を結ぶ交通の要路が集中している。とくに、清水—静岡間の巴川沿岸低地の南縁には、国鉄東海道線・東海道新幹線・国道1号線が幅500m弱のゾーン内に並走しており、さらに静岡鉄道がこれらと平行に走っている。また、低地北縁部には東名高速道路が建設中である。このような交通線の配置は、後に詳述するように、この地域の一部

が軟弱地盤地帯であることから、万一、地震動によりこれらの交通施設に被害が集中して発生した場合は、東西交通の大混乱をもたらすことがあると予想される。

静岡・清水の両市街地、三保半島の三保地区、興津—袖師・大谷—高松・用宗の海岸部、有渡山の西～北麓などの家屋密集地区をのぞけば、この地域には広い水田地帯がひろがっている。しかし最近では、両市域ともに水田地帯への都市的諸施設の進出が著しく、公共施設や工場・集団住宅の建設がすすめられている。最近まで水田として残された土地の大部分は軟弱地盤地帯であるとともに、中小河川の氾濫や内水の湛水による洪水害を受けやすいところである。このような土地の都市化、工業化にあたっては、構築物の設置計画、排水計画などについて防災上の見地から十分な検討がのぞまれる。

#### (2) 調査の方法と資料

静岡地域の地形・地質・土壌などの土地条件については、すでに数多くの報告がある（章末参照）。ここではこれらの報告を参考にするとともに、つぎのような方法で調査を行なった。まず、低地微地形と表層物質との間に明瞭な相関関係のあることを利用して、空中写真判読による微地形の系統的分析を行なって地形分類図（付図2.1）を作成し、低地表層部の土質構成とその分布状況を推定する方法をとった。その一方、国鉄東海道新幹線・静岡操車場・東名高速道路・国道橋・県道橋など交通施設建設のための基礎地盤調査資料、静岡県・静岡市・清水市によつて実施された公共建築物・下水道設置計画のための土質調査資料、国および静岡県による清水港域の地盤調査資料、民間業者の施行した工場・一般建物の基礎地質調査資料、ならびに水井戸・天然ガス井の地質資料を収集整理した。収集したボーリング資料は約500本で、その大半が新幹線と東名高速道路の建設に伴う調査資料である。深井戸のものをのぞく資料は、標準貫入試験のN値の記載があり、大部分が各種土質試験のデータを含んでいる。これらの資料の一部は、地盤地質断面図（付図2.2）に示しておいた。なお、ボーリング地点の位置は付図2.2に示してある。

以上の諸資料の分析によつて、地盤地質の性状とその分布状況をとらえ、地盤地質区分、地盤型区分を行なつて、静岡低地域の軟弱地盤の分布を明らかにした。この際、表層部付近に分布する上部泥層(Um)がつくる軟弱地盤については、さきに作成した地形分類図を利用してその分布範囲をとらえた。

つぎに、地盤災害の予測については、近くこの報告とは別に、地震災害対策計画策定のための調査研究が行なわれるので、問題点を指摘するにとどめた。なお、地震災害の予測のためには、この地域を襲った静岡強震(1935)、東南海地震(1944)、静岡地震(1965)による被害状況と、関東大地震(1923)、東南海地震、新潟地震(1964)などの際に、他地域において明らかにされた震害と地盤との関係に関する研究成果を利用した。

## 2. 静岡地域の地形と表層地質

### (1) 地形・表層地質の概要

静岡・清水平野の周縁部は、西からほぼ南北方向に带状に配列する古第三系の瀬戸川層群、アルカリ火山岩類、新第三系の静岡層群、和田島層群、清見寺層群などからなる中起伏山地によつて限られている。また中央南部には、更新統の厚い砂レキ層からなる有渡山の丘陵塊が孤立している。静岡市街北方に、半島状に突出する真富士山一竜爪山一賤機山のアルカリ火山岩帯の東側は、地体構造上のフォッサ・マグナの西縁、糸魚川一静岡構造線の南部にあたり、東側の静岡層群との間には断層が推定される。また、静岡層群の東側に分布し、かつその上位にあたる和田島層群との間にも断層が認められ、さらに静岡層群中にも断層群がある。断層群の一部は、北縁の山地から低地地域の地下につづき、清水市高部・押切付近の天然ガス田では、沖積低地下に北西から南東に向つて衝上した形の衝動断層が確認されている(図2.11)。

アルカリ火山岩帯の西側、主に安倍川の右岸地域に分布する古第三系は、硬質砂岩、頁岩の互層からなり、石灰質層を挟在している。一方、北縁の山地を構成する新第三系は、フリッソ型の互層からなり、硬質砂岩と泥岩の互層部が卓越する。上記のように多くの断層群によつて切られるとともに、南一北、北東一南西方向の褶曲構造を示す。谷津山・八幡山など平野内に散在する小丘は背斜軸と関係しているようである。

周縁山地が平野にのぞむ山麓線は屈曲に富み、山脚の多くは岬状に突出している。谷津山など島状丘陵の分布と相まつて、いわゆる沈降性の地形を呈する。山脚間には、沖積物で充填されたオボレ谷地形がよく発達している。

る。

平野の中央部に孤立し、駿河湾にのぞむ有渡山は、新第三紀鮮新統の根古屋累層を覆う久能山レキ層(更新統下部)が主要構成層である。最高点の高度は307,6mで全体として丘陵性の地形を示すが、山頂の日本平と西一北麓部には台地状緩斜面が発達している。台地状緩斜面は上下2段に分かれ、それぞれ砂レキ層で構成されている。上位の面をつくる砂レキ層は小鹿レキ層、下位の面をつくるものは国吉田レキ層とよばれている。久能山・小鹿・国吉田の各砂レキ層はいずれも、かつての安倍川による扇状地性の堆積物である。久能山レキ層と小鹿レキ層との間には、一部に泥層(草薙泥層)が発達するが、レキ層よりも侵蝕が進んで高度の一段低い丘陵性起伏をなしている。

以上の各地層はその堆積後、ほぼ北東一南西方向の長軸をもつドーム状の隆起によつて変位を受けている。その結果、小鹿レキ層・国吉田レキ層が構成していた平坦面は、現在みるような台地状の緩斜面に変形するとともに、ひと続きであつた日本平と山麓の高位の面が侵蝕によつて切断された。丘陵地の南側には海蝕による急崖が発達し、深い谷に刻まれている。南縁部の深い谷の発達するところでは、崩壊の発生が顕著である(付図2.1,第5章参照)。

北方山地に発源し、静岡・清水平野を形成して駿河湾に注ぐ主要河川は、丸子川・小坂川・安倍川・巴川・庵原川・興津川である。このうち、静岡地域に発達する沖積低地の主要部をつくるのは、安倍川と巴川である。両河川の概要は表2.1に示すとおりである。2つの河川は、流域の地形・地質ならびに流域・流長の規模のちがいがから、その河状も著しく異なり、それぞれの下流域に対照的な性格をもつ低地地形を形成している。安倍川が厚い砂レキからなる高燥な扇状地性の平野をつくるのに対して、巴川流域では泥質堆積物からなる三角州性の低湿地が形成されている。臨海部における沖積低地の形成には、更新世末期から現在に至る間の海水準の変動が大きな影響を与えていることはもちろんであるが、河川による搬出土砂量の大小は低地地形の性格、ひいては地盤構成のあり方を決定する重要な因子の1つである。

表2.1 安倍川と巴川の比較

	流域面積			幹川延長	河口の計画洪水流量	流域の地形・地質		
	山地	平地	合計			地形	地質	崩壊など
安倍川	Km <sup>2</sup> 504.1	Km <sup>2</sup> 37.9	Km <sup>2</sup> 542.0	Km <sup>2</sup> 51.3	m <sup>3</sup> 5,500	1000~2000m の峻急な山地	古第三系	源流部に大谷崩, 砂レキの供給著し
巴川	50.22	41.32	91.54	約20	318	300~1000m の中起伏山地	新第三系	崩壊少なし

表2.2 静清地域の地形域区分

大区分	中区分	小区分・細区分	地区名	備考		
静岡・清水平野	I 静岡低地(静岡地域)	A 安倍川低地	a 安倍川谷底低地	1 本流谷底低地	賤機地区	足久保川などの支流に沿う低地を含む
				2 藁科川低地	羽島地区	
			b 安倍川扇状地	1 扇状地北部	駅北地区	駅南の一部を含む
				2 扇状地南部左岸	駅南地区	
				3 扇状地南部右岸	川原地区	
			c 東縁部三角性低湿地	1 麻機地区	同左	巴川流域に属す
		2 長沼-高松地区		〃		
		B 巴川低地最上流部		北地区		
		C 長尾川低地		西奈地区		
		D 丸子川低地		丸子地区		
	E 小坂川低地		小坂地区			
	F 用宗-大谷海岸砂レキ州		用宗-大谷地区			
	II 清水低地(清水地域)	G 有渡山麓小扇状地群	1 中吉田-片山地区	同左	静岡市城	
			2 草薙-吉川地区	〃	清水市城	
			3 今泉-駒越地区	〃	同上	
	A 巴川低地	a 巴川低地下流部		長崎・飯田地区		
				梅ヶ谷・押切地区		
		B 清水周辺水低地	a 清水砂堆		清水-袖師地区	
			b 矢部・駒越海岸低地		矢部-駒越地区	
			c 三保砂レキ州		三保地区	
			d 興津砂堆		興津海岸地区	
			e 臨海埋立地		埋立地地区	
		C 庵原川低地		庵原地区		
		D 興津川低地段丘	1 興津川低地		八木間地区	
			2 興津川段丘		小島地区	
	III 有丘陵渡山地	A 丘陵急斜面地域			静岡・清水両市域にまたがる	
B 台地面状緩地域		1 日本平地	日本平地区	清水市城		
		2 小鹿台地	小鹿地区	静岡・清水両市域にまたがる		
	3 国吉田台地	国吉田地区	同上			
IV 嶺台地丘陵地		嶺地区	清水市城			
V 周縁山地	A 北部	a 庵原山地				
		b 賤機山-竜爪山山地				
	B 西部	a 安倍山地				
		b 高草山山地				

巴川流域、安倍川扇状地の東縁部などに発達する低湿地形成のもう1つの有力な要因は、低湿地の形成に先立って生成された臨海部の砂レキ州・砂堆の分布である。これらの浅海成ないし海浜性の堆積地形は、沖積世前半の海進によつて生じた入江状海湾の湾口部を閉塞する形で形成されたものが多い。そのため、砂レキ州・砂堆の後背部が潟湖化され、潟湖→沼沢地の過程をたどる低湿地の形成が行なわれるからである。この地域に分布する低湿な軟弱地盤地帯はほとんど、このような過程で形成されている。

砂レキ州・砂堆は、地域内の沿岸部によく発達し、三保地区には有渡山南東縁から北東にのび、先端が3つに分かれる分岐砂レキ州が形成されている。砂レキ州上の一部には、三保地区、大谷-大浜海岸などで風成砂丘が発達している。

(2) 地形地域区分

静岡・清水平野とその周縁部の山地は、表層地質・地形的特性、ならびにこれらから判定される表層部の地盤

構成の特徴から、表2.2のように区分できる。区分は、大、中、小の3段階を原則とし、必要に応じて細区分を行なった。区分の基準は、ほぼつぎのとおりである。

周縁部の山地は主に、構成岩石によつて区分し、有渡山丘陵地域については、表層地質と地形の形態、表層部の地盤特性から区分した。低地域では、地形分類図に示された微地形単位の種類、その分布状況とこれらから推定される表層部の土質構成、ならびにボーリング資料の解析によつて得られた地盤地質構成の特徴が細分の指標として用いられた。すなわち低地域は、まず地形の形成作用、形成環境によつて、河成・海成・潟湖成～沼沢地性の3つに大区分し、それぞれをさらに、表層部の構成物質から砂レキ質、砂質、泥質に区分するとともに、堆積系統や分布位置なども考慮して系統的に細分するようにした。ただし、一部で行政区域との関連性を考慮したので、巴川水系流域の低地の場合のように、静岡低地と清水低地の両方にまたがるものが生じた。

以上の説明からもわかるように、ここで区分した地形

域は、後節で詳述するように、表層部の地盤型分布と対応するとともに、深層部の地盤地質構成のあり方もある程度まで対応するものである。また、地盤災害などの土地災害を予測し、防災計画を立案する上でも、基本的な単元の1つになるものである。地形域の名称は、利用上の便宜を考慮してできるだけ地区名を用いた。「安倍川扇状地」のように、従来から使い慣れた自然地域的名称がある場合にも地区名を併記しておいた。なお、以下では静岡低地と清水低地を合せた沖積低地域を、静岡低地とよぶことにする。各地形域のひろがり、地形分類図の右上に示したとおりである。また、各地形域の土地条件、土地利用、防災上の問題点などは、付表（地形分類図の右下にある）にとりまとめて示してある。

### (3) 静岡低地の地形とその形成過程

静岡低地域の地形の概要については、すでに前項でふれたが、ここでは前述の中区分ごとに、その地形と表層物質のあり方を簡単に説明しておく。そして、次節でべる土質構成、地盤地質の生成環境と密接な関連をもつ低地域の地形の発達過程について、簡単な地史的考察を行なっておきたい。

#### i) 静岡低地の地形

**静岡低地(I)**——静岡低地の大部分は、安倍川の形成した扇状地性平野からなり、高燥な砂レキ質地在ひろがる。しかし、その東西には、三角州性の低湿地が接している。これら低湿地の形成には、さきのべたように臨海部における砂レキ州の発達とともに、安倍川扇状地の拡大が強く支配している。

安倍川低地は、山地域を流れる間に発達する埋積谷性の砂レキ質谷底低地の部分(Aa)、ほぼ海拔35m以下流域に展開する扇状地プロパーの地域(Ab)、東側の麻機・長沼一高松地区に発達する三角州性低湿地(Ac)とに分れる。安倍川扇状地プロパーの地域は、全体として2~7%の勾配を示し、ほぼ全域が厚い砂レキからなっている。自然状態では、右岸の川原地区(Ab<sub>3</sub>)でみられるような網状流跡が密に分布していた。いいかえれば、安倍川、藁科川の洪水のくり返しによつて、ほぼ万遍なく砂レキが堆積して形成された土地である。

扇状地から三角州性低湿地への移り変りは、右岸側では明瞭であるが、左岸側では市街地化に伴う地表面の人工改変の影響もあつて不明瞭である。ここでは、写真判読、地形分類図にオーバープリントされた等高線の読図、ならびにボーリング資料の分析によつて得られた表層物質の分布状況から、付図に示した範囲を扇状地プロパーの地域とした。これによると、扇状地の北東縁は、ほぼ海拔15~13m、また南東縁は海拔15m内外で終り、これ

よりも外側には、自然堤防状の微高地が泥質低湿地に対して放射状にのびている。これらの微高地列の間には、泥炭を含む有機質泥層が分布し、北部では巴川流域の三角州性低地(Ac)に、南部では長沼一大谷間の低湿地につらなっている。

安倍川扇状地の東端部が、図に示すような複雑な形で終つている最大の原因は、低地内に谷津山・八幡山・有東山の丘陵塊が分布して、扇状地の東への拡大を阻止したことにある。麻機から長沼・大谷に至る静岡低地東縁に広がる低湿地の形成にも、これらの丘陵によつて安倍川による粗大な砂レキのこの地区への供給が阻止されたことが1つの原因になつている。

巴川本流の上流部に属する麻機地区は、調査地域内でもつとも低湿な土地である。この地区は、等高線が示すように、その下流端を長沼・古庄の自然堤防状微高地と長尾川の天井川河道によつて閉塞されている。すなわち、この地区の地盤高は、下流部よりも上流部の方が低く、浅い盆状の窪地をなしているのである。かつて広くひろがつていた沼沢地は、浅畑沼にその跡をとどめている。巴川中、下流部の蛇行流路の改修が行われた大正時代以前においては、常習的に内水の湛水害を受けてきた土地で、湛水期間は1週間以上にも及んでいた。巴川改修以後においても、集中豪雨があれば湛水害をまぬかれることができず、最近では昭和33年(1958)7月の台風11号の豪雨(最大時雨量60.9mm, 日雨量252.0mm)によつて、大正13年(1924)以降には経験しなかつた大洪水が発生している。

扇状地と有渡山との間にひろがる長沼一高松地区も、かなり低湿であり、表層には腐植質に富む泥質層が広く分布している。この地区は、曲金一小鹿間で北部の巴川流域と南部の大谷川流域に属する部分とに2分されている。巴川は過去のある時期においては、上土・古庄付近から真直ぐ南下して有渡山の西麓を流れ、直接海に入つていたことがあつたとみられる。しかし、安倍川による自然堤防状地形と小鹿付近の押出状扇状地の発達によつて、その流路が妨げられたため、現在のように中流以下が東流して清水港に注ぐ流路をとるに至つたと考えられる。この地区の南部、登呂遺跡南方の低湿地は、臨海部に発達する砂レキ州背後に生じた瀉の跡と考られている。なお、砂レキ州を切つて駿河湾に注ぐ大谷川、浜川の流路は、かつての安倍川河道の名残りである。

登呂遺跡南方付近と同様の瀉の跡は、扇状地西側の小坂・丸子地区にも認められる。ことに小坂地区の下流部では、きわめて厚い泥質層が発達している。両地区ともに、谷の出口を安倍川の扇状地堆積物で閉塞された低湿



地をなし、下流部は内水氾濫のたえないところである。

**清水低地(II)** —— 清水低地は、大きく巴川流域の低地(II A)、港湾周辺部の砂～砂レキ質地(II B)、興津川流域の平野(II C)の3つに区分される。

清水市域の巴川低地は、海拔約5 m以下、平均勾配1%以下の低湿地が主体をなす。この低地の主要部は、清水市街の立地する砂堆の背後に生じた潟湖の埋積によって生成された土地で、表層部に有機質泥層が広く発達している。南側の有渡山、北側の庵原山地から流下する小河川はほとんど例外なく、低湿地の上にオーバーラップする扇状地をつくって巴川に合流している。これら小河川の下流部の多くは、堤防の設置による河道の固定によって天井川化している。改修によって放棄された天井川の跡は、堤防状の細長い微高地として残っている。長崎、堀込などの部落ののる微高地は、自然堤防状地形として表現しておいたが、現在の巴川が自然堤防を形成するほどの粗粒物質を運んでいないことから考えて、旧安倍川による自然堤防が沿岸州的堆積地形の名残りともみることできる。

巴川はこの地区においても、上流部麻機地区と同じように、しばしば氾濫をくりかえしている。地形分類図に示した「改修によって放棄された旧河道」は、下流の万世橋—長崎新田間が明治37年～大正元年に、また中流部の長崎新田—上土巴橋間が大正3年～大正13年に、それぞれ改修によって放棄されたものである。旧河道の一部には、今なお三日月湖形の蛇行流跡が残って水を湛えている。清見瀧病院付近から砂堆の背後に沿って南流する旧河道が、放棄された時代については不明である。この旧河道はその規模からみて、安倍川の洪水流が巴川沿いに集中的に排水されていた時期に形成された河道の跡であろう。その時期は、旧東海道・北街道に沿う自然堤防列の形成期であつたと思われる。旧河道は一般に、地下水が浅く湿地になつている。

清水港西岸には、ほぼ3列の砂堆が発達し、全体として清水砂堆(II Bd)を構成している。高度は内陸のものほど高く、海岸付近のものが2 m内外を示すのに対して最高所では約10 mに達する。最内陸側の砂堆列は、西久保・嶺付近に散在する台地・丘陵地を足掛りとして発達した形を示し、巴川北岸ではこれらの台地丘陵地周縁部で波蝕台に起源すると考えられる浅い埋没段丘を覆っている。南部の有渡山東縁部では、低地の地下に新第三系を切る波蝕台が、砂、泥に薄く覆われて分布している。砂堆の背後および砂堆間には堤間湿地が分布するが、表層を覆う泥層は、さほど厚くない。

清水港を抱く三保砂レキ州は、典型的な分岐砂レキ嘴

である。地形分類図には、埋立地造成以前の自然状態がほぼ復原されている。先端部は鉤状に三岐に分かれ、主に砂レキからなっている。外洋に面する羽衣松付近などには、高度10～15 mの砂丘が形成されている。砂レキ州に抱かれた折戸湾内と、弁天崎と貝島崎の間に挟まれた塚間付近の海底には、軟弱なヘドロ層が発達している。駒越から大谷に至る有渡山南麓には、狭い砂レキ州があり、背後の急崖から供給される扇状地～崩積性堆積物で覆われている。

清水港北岸の袖師から興津に至る狭い海岸平地は、おおむね海拔5 m内外の砂レキ州からなっている。興津川に沿う低地は、八木間付近の砂レキ州背後地をのぞいて、全般に砂レキ質物質からなっている。沿岸には、現谷底面よりも10 m内外高い砂レキ段丘がよく発達している。

## ii) 静清低地の形成過程

静清地域の沖積低地も、わが国の他の臨海部低地の場合と同じように、後氷期における汎世界的な海水準の変動と密接な関係をもちつつ発達してきた。沖積低地の形成過程、それは低地域を構成する沖積層の生成過程にほかならない。それはまた、次第でのべる地盤地質の生成過程でもあり、土質工学上問題となる軟弱地盤の生成も、沖積層の堆積過程のひとつとしてとらえられる。

ところで、沖積層の定義、あるいは沖積世(完新世)と更新世の区分については、2、3の意見があるが、ここでは最終氷期(ヴュルム氷期)のもつとも海面が低下した後の、汎世界的な海面上昇がはじまった時期以降約2万年間に堆積した地層を沖積層とよぶことにする。従来の研究成果によれば、ヴュルム氷期最盛期における海面は、現海水準よりも約100 m位低かつたが、その後海面が急速に上昇して今から約6000年位前の縄紋時代前期には現在よりも数m高かつたことが知られている。

臨海部における沖積層の生成、したがって沖積低地の形成は、以上のような海水準の昇降に大きく支配されている。わが国の臨海部低地の多くでは、低地面下に氷期末の低位海水準に対応して形成された深さ50～100 mに達する深い谷地形の埋れている事実が知られている一方、沖積世前半の高海水準時に生成した海成層が現海面上数mの高さまで発達していることが認められている。

このような埋没谷と海成層の分布は、静清地域にも認められる。付図2.2に示すように、巴川河口部や安倍川下流部などでは、地表面下数十mに達する埋没谷が存在し、これらのあるものは、駿河湾沿岸部の陸棚と刻む海底谷に連らなつているようである。また、巴川低地下流部から麻機・長沼—高松地区にかけての地域と小坂地区などでは、海棲の貝ガラを含む砂層・泥層が広く分布し、

巴川下流部では海成層の上限が現海水準よりも約6 m高いところにある。現在の静清低地の大部分にも、他の臨海部低地の場合と同じように、沖積世前半には広く海が侵入しており、周縁山地の山麓線が屈曲の多いリアス式海岸をなし、有渡山が島として浮んでいた時期があつたのである。

静清低地の生成史は、沖積世前半の海進とともにほじまつたが、低地の全域が様な歩調でその後の歩みをつづけたのではない。すでにふれたように、流入する河川の搬出土砂量の大小、臨海部における波浪、沿岸流による砂堆、砂レキ州の生成が、その後の生成過程を大きく支配している。砂堆、砂レキ州の多くは、かなり早い時期にその形成がはじまっている。天竜川下流地方の沿岸部の場合のように、海面が現在よりも高かつた縄紋時代後期(約3000年前)にはその一部がすでに形成されていた可能性がある。登呂や有東の遺跡で生活の営まれた弥生時代中、後期よりもはるか遡る時期である。登呂時代には、遺跡南方の砂レキ州の背後地にすでに潟、沼沢地が広がっていたことが知られている。その当時、巴川下流部から安倍川扇状地の東西両翼に接する低湿地はおそらく、一部に入江状の海域が残るほか、潟湖ないし沼沢地の状態を呈していたと思われる。

低湿地で粗大な土砂レキの供給を欠き、海成粘性土層→潟湖成堆積層→沼沢地性堆積層の生成へと軟弱地盤の形成に好都合な環境がつづいたのに反して、多量の土砂レキを搬出する安倍川は、海進を上廻る速度でその下流域に砂レキを堆積しつづけている。扇状地の南半部では、海進の影響を受けて、埋没谷内などに泥層の堆積したところがあるが、その層厚は巴川低地などに比較してきわめて小さい。北半部においては、泥層はレンズ状に介在するにすぎず、更新統のものと合せて100m以上の厚さに達する砂レキが堆積している。

安倍川扇状地の東～南東方への拡大が、谷津山など島状丘陵の存在によつて阻げられたことはすでにのべたとおりである。扇状地末端部から放射状にのびる砂レキ質の自然堤防状微高地列の形成が、弥生時代頃からはじまつたことは、登呂遺跡の研究から明らかにされている。その直前には登呂遺跡を包含する泥層(登呂層)に対比される泥層が、付図2.2のA-A'断面などにみるように、広くひろがつていたことがあり、当時の低湿地の面積は現在よりも大きかつたようである。なお、「登呂層」に相当する泥層の対比が正しければ、扇状地北部では弥生後期以降現在までの千数百年間に少なくとも厚さ10mの砂レキが堆積したことになる。これに対して、低湿地ではその後も引きつづいて、主として泥質層の堆積が行

なわれている。

### 3. 静清地域の地盤地質

#### (1) 地盤地質区分

静清地域を構成する地層は、土木建築構造物の支持層ならびに地盤災害予測の立場からみると、他の臨海部地域の場合と同じように、表2.3のように区分される。区分は、沖積層の細分に重点がおかれている。有渡山丘陵地や庵原山地南縁部の台地状緩斜面、段丘面上に分布し、洪積統砂レキ層を被覆する黒色腐植土層(いわゆるクロボク)・黄褐色粘性土層は、その生成の時期が必ずしも明らかでないが、ここでは便宜上、洪積統の上位に位置づけしておいた。

沖積層と洪積層の区分は、地史的立場からも、また土木地質的観点からも重要である。ここでは前節の地史的考察にしたがつて、層相、標準貫入試験のN値、地層の色、土質試験の結果などを目安として生成時代の新旧と堆積環境の変遷を推定して両者を区分する方法をとつた。低地面下に分布する砂～砂レキ層の場合は、N値とともにその色調が有力な手掛りを与え、灰褐～黄褐～褐色を示すものを洪積層とした。しかし、沖積層と洪積層の境界は明瞭でないことが多く、安倍川扇状地では100mをこえる厚さの砂レキ層が連続していて、N値からも色調からも沖積層の下底を定めたい場合がある。粘性土層の場合は、N値、色調のほかには含水比、先行荷重、圧密係数などの土質試験の結果を利用した。

#### i) 沖積層

調査地域の低地の全般にわたつて一面に分布し、周縁山地や有渡山をきざむ小谷底沿いにも細長く分布している。最大の厚さは約50mに及ぶが、その構成は表2.2の地形域ごとに大きく異つている。安倍川扇状地北部、三保砂レキ州のように、ほとんど砂レキだけからなる場合と、巴川中・下流部や麻機地区のように粘性土が大部分を占める場合とがある。生成環境、層相からは、陸成の扇状地砂レキ層、浅海成ないし海浜性の砂～砂レキ州堆積層、内湾性の浅海底に堆積した粘性土層、潟湖～沼沢地堆積の粘性土層、河成後背湿地堆積の粘性土層などに分類される。

#### a. 上部泥層(Um)

沼沢地ないし、後背湿地堆積物が主体をなし、地域内の低湿地に広く分布している。本層の分布下限は、ほぼ現海水準付近(海拔0m内外)である。なお、清水港域では、折戸湾内に分布するヘドロ層がこれにあたる。

土質 シルト、粘土で構成される粘性土で、砂分の含有量の大きいところもあるが、全般に有機質含有量が

表2.3 静清地域の地盤地質区分

地盤地質区分		地質学的区分
沖積層	上部泥層 (Um)	沖積層
	上部砂レキ層 (Usg) (上部砂層-U <sub>s</sub> )	
	中部砂層 (Ms)	(巴川層)
	下部泥層 (Lm)	
下部砂レキ層 (Lsg)		
台地、段丘堆積物の被覆層	黒色腐植土層 (Bm)	(土 壤)
	黄褐色土層 (Ym)	
洪積層	低地の地下に分布する砂レキ層 (Dsg-1)	
	台地状緩斜面・段丘をつくる砂レキ層 (Dsg-2)	国吉田レキ層・小鹿レキ層
	洪積統泥層 (Dm)	草薙泥層
	丘陵地をつくる砂レキ層 (Dsg-3)	久能山レキ層
基盤層	新第三系 (Tr 1)	静岡層群・和田島層群など
	アルカリ火山岩類 (Ab)	アルカリ火山岩類
	古第三系 (Tr 2)	瀬戸川層群

きく、表層部にはほとんど例外なく泥炭あるいは泥炭化物が発達する。N値は一般に5以下であり、表層部では0~2を示し、きわめて軟弱である。上部砂レキ層中に挟在する場合は、N値5~10程度を示すことがあるが、やはり有機質に富んでいる。

自然含水比は一般に40~80%で、Pt、OHに分類される土では、大部分が200~400%の高含水比を示し、不安定な高圧縮性地盤を構成している。各種土質試験の結果は、表2.4、図2.1~2.8のとおりであり、後述の下部泥層とは性格が著しく異っている。端的にいつて、本層は構造物の支持層としてはもちろんのこと、盛土の基礎としても不適当なものである。また、脱水により圧密沈下が急速に進行することも容易に予想される。地震による木造家屋倒壊率は、後述のように本層の厚いところほど急激に高くなることが考えられる。

**分布** 上部泥層の分布範囲は、地形分類図(付図2.1)の三角州性低湿地・後背湿地など泥質低湿地の範囲とほぼ一致する。本層が3m以上の厚さで分布する地域は、付図に示したとおりである。

静岡低地においては、安倍川扇状地の東西両翼の低湿地に分布する。東側では、北東部の麻機地区と、ほぼ谷津山一八幡山一登呂遺跡を結ぶ線と有渡山西麓との間の長沼一高松地区に、また西側では、アルカリ火山岩類の山地に入江状に入り組む小坂・丸子地区に厚く分布して

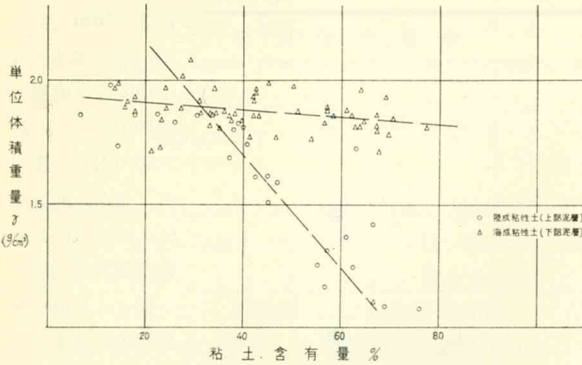
いる。層厚は一般に3~10mであるが、小坂地区・丸子地区の下部では10mをこえ、最大15m内外に達する。また、麻機地区の消防学校、刑務所新設予定地の一部と、長沼一高松地区の北部でも10m前後の厚さがある。なお、現河道沿岸部と地形分類図に示した旧河道沿いの部分では、刑務所予定地の一部の場合のように、砂または砂レキ層が挟在することがある。清水低地では、巴川下流部の微高地をのぞく低湿地の全般に分布する。東側の分布限界は清水砂堆で、北側の山地寄りに厚く発達している。厚さは3~10m、部分的に10mをこえる。庵原山地から流下する塩田川などや有渡山から北流する小河川のつくる小扇状地寄りの地区では、砂レキ質堆積物で覆われたり、あるいは砂、砂レキと指交の関係を示して接している。とくに、有渡山北麓小扇状地群の下部では、上部泥層が砂レキ質層と互層をなして分布し

表2.4 上部泥層・下部泥層の土質試験結果一覧 (小坂地区)

	OH以外の土*	OHに属する土**
土粒子の比重	2.73	2.6以下
土の自然含水量	34%	80%以上
土の単位体積重量	1.88 g/cm <sup>3</sup>	1.5 g/cm <sup>3</sup> 以下
間隙比	0.95	1.8以上
液性限界	40%	70%以上
塑性指数	16	25以上
圧縮指数	0.26	0.55
一軸圧縮強度	1.0 kg/cm <sup>2</sup>	0.65 kg/cm <sup>2</sup>
三軸圧縮試験	せん断強度 12 <sup>f</sup>	0.3 kg/cm <sup>2</sup> 8 <sup>f</sup>

\* 上部泥層と下部泥層にまたがる。 \*\* ほとんどが上部泥層

資料 サンコーコンサルタントK.K. (1965): 東名高速道路第4次土質並びに基礎地質調査(小坂地区)総括報告書、道路公団静岡建設局



資料 尾州地質調査事務所(1964) 静岡県地名系鉄道調査第三次土質並びに基礎地質調査(巴川地区～興津川地区)報告書、  
道路公団静岡建設部、図2-2-3も同じ。

図 2.1 粘土含有量と単位体積重量の関係(巴川地区)

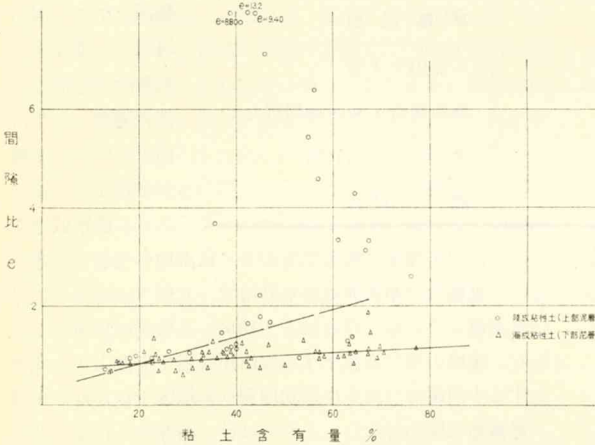


図 2.2 粘土含有量と間隙比の関係(巴川地区)

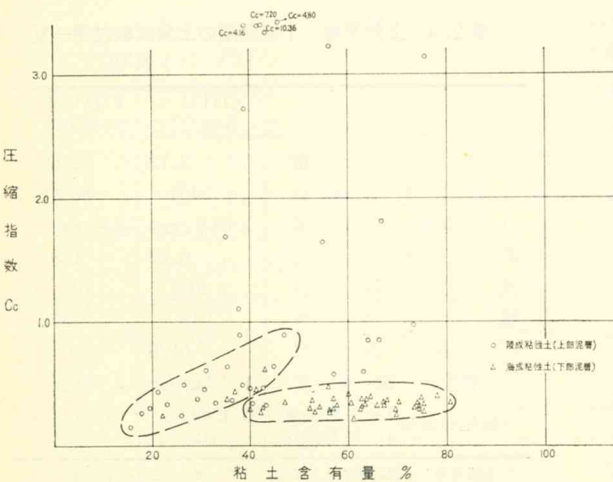


図 2.3 粘土含有量と圧縮指数の関係(巴川地区)

この部分の上部泥層中には、山麓の台地状緩斜面から流亡したクロボクの再堆積物が混入している。また、表層部分には、静岡低地の場合と同じように、厚さ1～3mの泥炭質層が低地のほぼ全般にわたって発達する。なお、興津川低地下流部にも、河口右岸の砂堆の後背部に、砂質粘性土層(N値3～10)が3～10m位の厚さで分布している。

### b. 上部砂レキ層

生成環境から(a)河成の扇状地～三角州的扇状地堆積物、(b)海成の砂レキ州・砂堆堆積物、(c)風成の砂丘堆積物に分類される。河成のものは、堆積系統からみると、安倍川・巴川・庵原川・興津川などの河川系統別に分けられ、各河川の流域の地形・地質、流域面積などに応じて、構成レキの岩質、粒度分布が異つている。また、層相からは、レキ質なもの(U<sub>sg</sub>)と砂質なもの(U<sub>s</sub>)に分類できる。

**土質と分布** 静岡低地では、河成のものが、安倍川谷底低地(賤機・羽島地区)から安倍川扇状地にかけての地域に、扇状地堆積層として厚く発達している。このほか、巴川の最上流部、長尾川低地、小坂・丸子地区の上流部にも、砂レキ質谷底低地をつくつて分布する。安倍川下流域に分布する砂レキ層は、粒径40～100mmの円レキを主体とし、玉石を含んでいる。部分的に砂質部の卓越するところもあるが、全体的にレキ質である。N値は、表層部の一部で20～30を示すところがあるが、一般に30～50以上を示し、深度とともに増大する。下流側の半分、すなわち右岸の川原地区南部と左岸の駅南地区では、登呂遺跡を包含する有機質粘性土層よりも上位に発達するものが、上部砂レキ層として区分される。しかし、北半部の地区(駅北地区と川原地区の北部)では、薄い粘性土層を介在する砂レキ層が、100m以上の深さまで連続するので、下部砂レキ層ないし洪積統レキ層との境界が不明である。

地形分類図に黄色系統の記号で示した部分は、有渡山麓小扇状地の下部をのぞいて、上部砂レキ層がほぼ3m以上の厚さで分布するところである。上部砂レキ層の上位には、ほぼ地域の全般にわたつて厚さ数10cm程度の砂質シルト層が分布して、いわゆる表土層をなしている。市街地においては、0.5～1.0m位の盛土が行なわれている。扇状地の外縁部では、層厚を次第に減ずるとともに上部泥層で被覆され、砂層に移化する場合もある。また

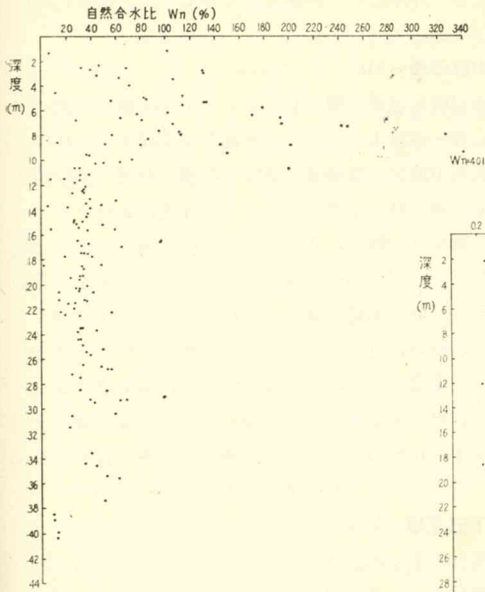


図 2.4 自然含水比の深度分布  
(小坂地区) (含水比は含水比の誤り)

図 2.7 先行荷重の深度分布 (小坂地区)

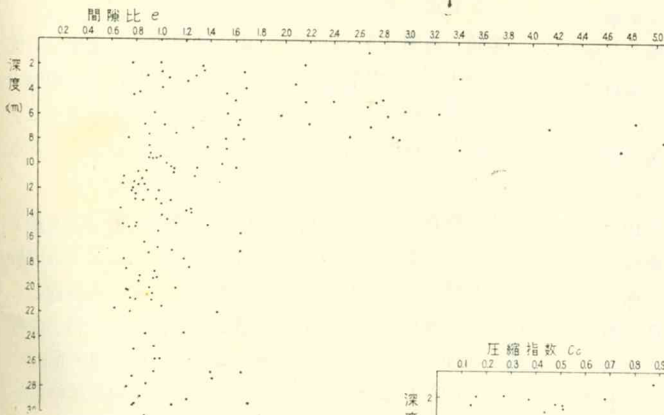
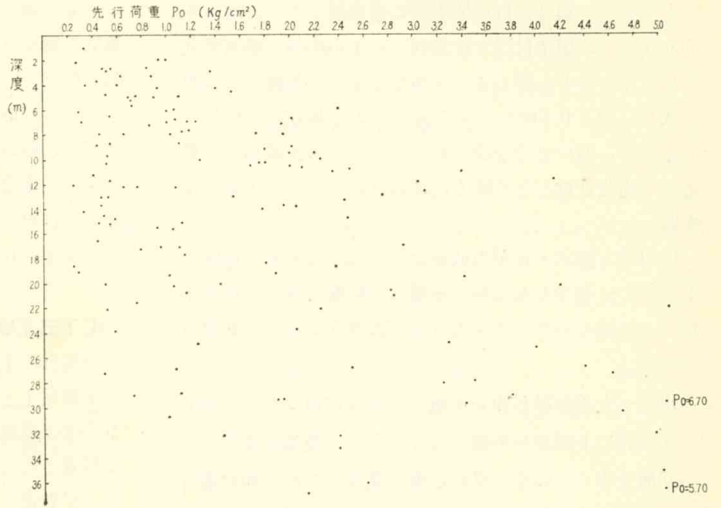


図 2.5 間隙比の深度分布 (小坂地区)

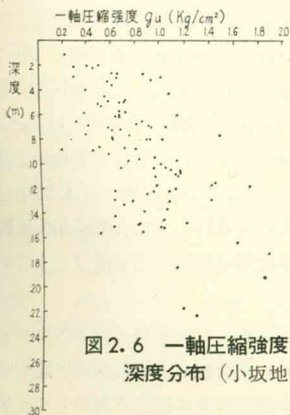


図 2.6 一軸圧縮強度の  
深度分布 (小坂地区)

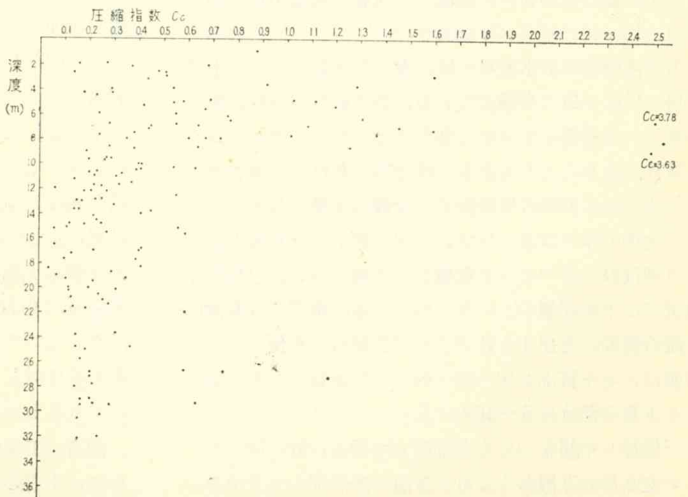


図 2.8 圧縮指数の深度分布 (小坂地区)

外縁部では多くの場所で、上部泥層とインターフィンガーしながら分布している。一方、平面的な分布からみると、地形分類図にみるように、東～南側の縁辺部は、駅南から登呂にかけての地区、長沼・曲金付近、柳新田付近などのように、放射状にのびる微高地列をつくって上部泥層分布地域の中に突出した形をとっている。

上部砂レキ層は、自由地下水の帯水層であり、地下水面の深さは、扇頂付近で地表面から1m内外、静岡駅北方付近でもつとも深く4～5mを示すが、外縁部では再び浅くなつて0.5m以下となる。なお、現在の安倍川の河床には、河口まで全面にわたつて砂レキが堆積し、最近まで建設骨材として盛んに採取されていた。(第4章参照)

巴川最上流部・長尾川低地ならびに小坂・丸子地区の上流部に分布する上部砂レキ層は、粒度分布が一般に不良で、N値もバラツキが大きい。表層部では10～20程度である。

用宗一大谷海岸の砂レキ州は、厚さ15m以上の浅海成一海浜性の上部砂レキ層からなり、レキ質部と砂質部とが互層をなしている。浜村以東に発達する砂丘砂の部分のをぞいて一般によく締つており、N値は30以上を示す。

清水低地では、レキを主とするものが庵原山地から流下する庵原川・塩田川など小河川の谷底部と谷の出口に分布し、後者では扇状地状の地形をつくっている。これらの小河川の多くは、現・旧河道に沿つて巴川低地に対して突出する天井川状の堆積地形をつくつて泥炭質な上部泥層を被覆している。層厚は上流部では、5～10m程度であるが、下流ほど薄く、砂または粘性土に移行あるいはこれらと互層する。レキの粒径は、扇状地の部分で最大150mm、平均5～30mm位で、粒度分布は不良である。N値は10～40とバラツキが大きい。

清水港西岸の清水砂堆には、主として砂からなる上部砂層(Us)が広く発達している。砂は細粒～中粒の場合が多く、表層部に小レキを含む部分がある。また、シルト質砂となるところもあり、部分的に粘性土が挟在する。沿岸州ないし浜堤の堆積物で、全般に多量の貝ガラを含む。全体の厚さは3～10m、巴川北岸の孤立丘陵の周縁では埋没段丘をつくる洪積統砂レキ層を覆い、巴川右岸付近では下部泥層の上に重なっている。南部では有渡山丘陵の前面に発達する新第三系の波蝕台を被覆している。N値は、レキ質部が10～30、砂および砂質土が8～20、シルト質の部分は5～10でゆるい。

三保砂レキ州をつくる上部砂レキ層は、砂、砂レキ、レキ交り砂の互層からなる。N値は表層部1～2mのをぞいて、一般に20～30以上を示し、**レキ質**の部分では50

をこえる。外洋沿いの砂丘をつくるものは、ゆるい細粒砂からなる。

### c. 中部砂層 (Ms)

上部泥層と下部泥層の間あるいは下部泥層の上部に挟在する砂～砂質土である。分布範囲は海拔4～10mで、巴川低地中流部、静岡低地東部の麻機・長沼～高松地区の上部泥層が厚く分布するところで顕著に発達する。一単位の層厚は一般に、5m以下で比較的薄いが、ほぼ現海水準下において同一層準によく連続して分布する特徴がある。安倍川扇状地寄りや巴川低地北岸の山地寄りの小河川の谷口付近などでは、砂レキ層に漸移する部分がある。上半部には腐植物の混入があり、現海水準以下の部分には貝ガラを含むことが多い。N値は5～30で一定しないが、10～15を示すことが多い。シルト質細砂の部分で小さく、レキ交りの部分で大きい傾向がある。

### d. 下部泥層 (Lm)

沖積世前半の海進時に、入江状の浅海底に堆積したシルト質粘土と一部の潟湖堆積物とからなる粘性土層である。ほぼ現海水準以下に発達し、沖積層の生成に先立つて形成された深い谷地形(埋没谷)を埋めて厚く分布するのが普通である。

**土質** N値は5～20位で、東京湾周辺部に発達する海成粘性土などに比較してやや大きい。また、この地域の上部泥層の粘性土にくらべても大きく、下部の部分ほどよく締り、深度の深いところでは30に達することがある。工学的性質も、上部泥層とは明らかに異つている。

土の性質を大きく支配するのは一般に、粘土含有量といわれているが、図2.1～2.3に例示したように、下部泥層中の粘性土では、粘土含有量が増加しても、各指数ともほとんど変化しない。上部泥層中の粘性土で、粘土含有量の増加に伴つて各指数が変化しているのとは対照的である。図2.4～2.8は、小坂地区における土質試験結果を利用して、土質常数値の深度による変化を示したものである。これらの図によると、深度10m内外を境としてそれ以浅の上部泥層と以深に分布する下部泥層とで土の性質が異なることが明瞭である。また、巴川地区での調査結果によれば、粘着力は上部泥層が平均0.3kg/cm<sup>2</sup>、下部泥層が平均0.6kg/cm<sup>2</sup>であり、一軸圧縮強度は上部泥層の平均0.75kg/cm<sup>2</sup>に対して下部泥層では1.75kg/cm<sup>2</sup>内外になつている。先行荷重は、上部泥層が正規圧密であるのに対して、下部泥層は事前圧密を受けた土であるといふことができる。

両者の工学的性質のちがいは、堆積環境のちがいにともにも、生成時代のちがいを反映しているものと思われる。なお、従来の土質調査報告の中には、本層のもつ土工質

学的特性から、本層を洪積層ではないかとするものもあるが、この報告ではさきにもべた地史的考察にしたがつて沖積層の下部として取扱う。

**分布** 標式的な分布地域は、巴川下流部と静岡低地の小坂地区で、麻機・長沼一高松地区の一部にも砂質土と互層をなして分布している。層厚は5～30mで巴川下流部でもつとも大きく、小坂地区がこれにつく。これらの地区では、細砂質土の薄層が局部的に介在するが、全体として20～30m厚の厚い粘性土層が発達している。巴川下流部に分布するものは、ほぼ全層にわたつて貝ガラを含むので、ほとんどが海成層であろう。この地区に発達する下部泥層は、清水砂堆をつくる上部砂層の下位に分布する泥層につらなるとともに、清水港内の海底の表層部に分布する粘性土層（ヘドロをのぞく）に連続している。

麻機地区や長沼一高松地区に分布するものは、砂質土と互層をなすことが多いので、全体の層厚が15mをこえることは少ない。安倍川扇状地南部で上部砂レキ層の下位、現海水準下5～20m付近に、砂質土と互層しながら分布する粘性土層も、下部泥層に対比されるものであろう。

#### e. 下部砂レキ層 (Lsg)

主に洪積層または第三系を切る深い埋没谷の谷底部と埋没段丘上の一部に分布して沖積層の基底をなす。砂レキを主体とするが、多量の粘性土を交えて粘土質砂レキとなる場合も多い。また、粘性土をレンズ状に挟むこともある。一般に暗青灰～暗緑灰～暗灰色を示し、下位の褐色系の色調を呈する洪積統砂レキ層とは明瞭に区別される。層厚は、旧安倍川水系によつて形成された埋没谷内においてもつとも大きく、ボーリング資料から知られる限りでは、高松北方付近で約14m、長沼付近で約10mである。しかし、一般には10m以下と推定され、小坂地区で5～8m、巴川埋没谷の下流部では約2mである。

砂レキ層の場合は、非常によく締つていて、N値はほとんど50～70以上を示す。粘土交り砂レキでは25～40とやや小さく、砂質土の場合は20～30でさらに小さくなつている。なお、安倍川扇状地の主要部（駅北地区と川原地区の北部）では前述のように、上部砂レキ層と本層とを区別することができないが、地表から10m以深に分布する砂レキ層は例外なく70以上のN値を示し、信頼できる地盤を構成している。

下部砂レキ層中に帯水する地下水は、下位に続く洪積統砂レキ層中に帯水するものと同じように、上位に発達する泥層によつて被圧されている。したがつて、ボーリング孔が泥層を貫いてこの砂レキ層に達すると自噴するところが多い。顕著な自噴をみるのは、巴川低地と、安

倍川扇状地東縁の麻機・長沼一高松地区、西縁の小坂地区で、自噴高は地上1～3mが記録されている。なお、これらの地区では、30～100mの深度を示す自噴井が利用されている。

#### ii. 洪積層

調査地域に分布する洪積層は、(a)沖積低地の地下に分布するもの、(b)地表に露出して台地・段丘をつくるものおよび(c)丘陵地をつくるものの3つに分けられる。いずれもよく締つた砂レキ質の部分が卓越する。

##### a. 低地面下の砂レキ層 (Dsg-1)

沖積層下部砂レキ層の下位にあつて、その上面は起伏に富んでいる。埋没段丘をつくつて分布することが多い。一部に暗青灰～暗灰色を呈するものがあるが、大部分は灰褐～黄褐～褐色の色調を示し、かつて陸上において風化作用を受けたことを物語っている。N値はレキ質部では70以上を示すことが多く、きわめて堅硬である。砂層の場合は20～50程度で中～密に締つている。既存のボーリング資料は、国鉄新幹線と東名高速道路のものをのぞいて深度が浅いので、分布が明らかとなるのは少ないが、低地面下にかかなり広く分布しているものと思われる。安倍川扇状地北部における厚い砂レキ層の下半部は、おそらく洪積統に属するものであろう。現在までに分布の明らかとなつた埋没段丘は、①海拔0m内外、②-5～-6m、③-20～-25m、の3段である。①は清水市の秋葉山周辺によく発達して清水砂堆の上部砂層で薄くおおわれている。②、③は、巴川北岸地域の一部と小坂地区に分布することが確められた。

##### b. 台地・段丘をつくるもの (Dsg-2)

有渡山山頂部の日本平の緩斜面（日本平面）、北～西麓に上下2段に分れて発達する台地状緩斜面（小鹿面・国吉田面）、清水市嶺・庵原地区の庵原山地縁辺部に散在する丘陵性台地、庵原川・長尾川・興津川沿岸に発達する河岸段丘などを構成する地層がこれである。日本平面・小鹿面をつくるものは、小鹿レキ層とよばれ20～35mの厚さで分布する。山頂部では下位の久能山レキ層を、山麓部では同レキ層と草薙泥層を切つて堆積している。国吉田面は、小鹿レキ層を切つて堆積した国吉田レキ層（厚さ15m+）によつて構成されている。これらの砂レキ層がその堆積後、有渡山のドーム状隆起によつて変位し、それらがつくる堆積面が変形して台地状緩斜面をなすに至つたことは、すでにのべたとおりである。これらのレキ層はいずれも、北～西麓で低地面下に埋没しており、前記の低地下部に発達する砂レキ層の一部につらなるとみられる。清水市嶺地区の丘陵性台地を構成する地層は、嶺層とよばれる洪積統の一部である。

以上の砂レキ層は、固結度が高く、表層部をのぞいて70以上のN値を示す。レンズ状に挟在する砂質土、粘性土のN値は、部分的に20前後を示すところもあるが、一般には20~50であり、粘性土の場合も圧縮性の低い土と考えられる。

**黒色腐植土層（クロボク）・黄褐色土層** 有渡山丘陵地の台地状緩斜面の表層部には、砂レキ層を覆つて、上位から黒色腐植土層、黄褐色粘性土層が発達している。これらの細粒土層は、砂レキ層を覆つて堆積した細粒質の氾濫原堆積物を母材として生成された土壌と考えられる。厚さは、腐植土層が0.5~1m程度、黄褐色粘性土層が1~10mで、高位の面で、また同じ面では高度の高いところで厚い傾向がある。

黄褐色粘性土は、小レキを交えた塑性の割合高い無機質粘土である。N値は、3~5でかなり軟いが、厚い部分では深度とともに大きくなつて10程度となる。含水比30~50%、液性限界60~80%で、強度的にはそれほど強くない。とくに水浸しした場合は、強度が著しく低下する土である。したがつて、豪雨や長雨により地這り性崩壊をおこす可能性があるため、盛土材料としては不適當であり、また切取りにあつては法面の防護に注意することが肝要である。

### c. 丘陵地をつくるもの (Dsg-3)

有渡山丘陵地の主要部をつくる久能山レキ層がこれに当る。60~160mの層厚があり、鮮新統の根古屋累層を不整合に覆つている。なお、有渡山丘陵地の西北部では、草薙泥層（洪積統に属し、層序的には小鹿レキ層と久能山レキ層の間に位置づけられる）が分布して、レキ層の分布地域よりも侵蝕が進んで、高度の一段低い丘陵性起伏を呈している。清水市嶺地区では、前記した嶺層が秋葉山の島状丘陵をつくつている。台地・段丘をつくるものよりも団結度が高い。

### iii) 基盤層

第三紀層は静岡・清水平野の西および北縁に広く分布して山地地形をつくつているが、低地域の地下でも巴川低地北岸部、矢部一駒越海岸低地、興津川低地などでその分布が認められる。また、清水港北岸部の海底下にも広く分布している。低地の地下に認められるものは、最上部の風化の進んだ部分をのぞき、低地域においても信頼できる支持層である。N値は風化部をのぞいて50ないし70以上を示す。小坂地区では、洪積統砂レキ層の下位に、高草山を構成するアルカリ火山岩類の存在が認められている。

## (2) 地盤地質断面

この地域の地盤地質構成を調べ、軟弱地盤の分布状況

を把握するために、収集したボーリング資料の一部を用いて地盤地質断面図（付図2.2）を作成した。断面線の位置は、付図2.2に示したとおりで、静岡地域で6、清水地域で8、計14の断面をとつた。これらの断面のうち、東名高速道路計画線と国鉄新幹線に沿う断面群は、ボーリング地点が密に配置され、かつ調査精度も良いので信頼度が高い。その他の断面群は、調査地点の間隔が大きい上に土質の記載などに精度のやや低いものが含まれているので、想定域を出ない部分がある。なお、沖積層と洪積層の区分については、前述のように不明確なところが多いが、ここでは一応、図に示したように区分しておいた。

以下に、各断面について、軟弱地盤の分布を中心に若干解説する。

**A-A' 断面** 安倍川扇状地左岸地域を南北に切つた断面である。調査深度はNo.12をのぞいて、一般に6~15mで浅いが、扇状地表層部の地盤構成がよく示されている。駅北地区では、No.12に示されるように厚い砂レキ層からなり、粘性土層はレンズ状に介在する程度である。これに対して、駅南では最表層の粘性土層が南に厚くなるとともに、砂レキ層中に挟在する粘性土層も厚くなり、砂レキまたは砂と互層をなしている。粘性土は一般に腐植に富み、N値は4以下で軟弱である。最南部の砂レキ州背後では、軟弱泥層の厚さが5mをこえるところがあると推定される。石田付近の断面でみられる上から2枚目の有機質粘性土層は、「登呂遺跡包含層」にあたるもので、水平方向によく連続している。また、この直上の砂レキ層の一部は、「遺跡被覆層」に対比されるものである。

**B-B' 断面** 安倍川扇状地の東北縁が麻機地区の低湿地へ移り変わる部分の地盤構成を示す。この断面の東北部では、ボーリング資料の数が少ないので、精度上の期待は出来ないが、麻機地区に広く分布する軟弱地盤の構成を標式的に示すものといえよう。上部砂レキ層は、北安東町の東方で消失し、消防学校までは達していない。これにかわつて有機質に富む上部泥層が7~10mの厚層で分布し、表層部には泥炭を挟んでいる。上部泥層は1~4のN値を示し、きわめて軟弱である。消防学校、川尻橋の断面では、重量構造物の支持層になり得るN値50以上の地層は、20~30mの調査深度の範囲内には認められない。川尻橋の調査孔では、深度30mで新第三系の風化岩（N値30）に達している。上部泥層の下位には、N値3~20の細砂質からなる中部砂層と、5~15程度のN値を示す下部泥層が分布し、上部泥層とともに厚い軟弱地盤を構成している。下部泥層は、現海面下8~10m以下に貝ガラを含むので、巴川下流部に発達する海成粘性



土層と一連のものである。

**C—C' 断面** 国鉄東海道新幹線と静岡操車場の調査ボーリング資料をつないだもので、安倍川扇状地のほぼ中央部を東西に切つた断面が示されている。ほぼ静岡駅以東では、扇状地から長沼—高松地区の三角州性低湿地の北部に移行する部分の地盤地質構成がよく示されている。駅以西の断面構成は、A—A' 断面の北部とほぼ同様で、緊密な砂レキ地盤をなしている。駅の東方約1.5 Kmにみられる新第三系の突出部は、谷津山の南西縁を切割つた部分にあたる。この部分の新第三系は主に砂岩からなるが、地表下10m付近まで風化が進み、10m以深が50以上のN値を示すのに対して、20~40を示しややゆるくなっている。駅と新第三系突出部の間およびその東側は、厚さ2~3mの砂レキ、砂質土、粘性土の互層からなり、N値50以上、厚さ3m以上の支持層は、地表下15m以深でないことを求めることができない。静岡操車場の範囲では、砂レキ層の分布が少なく、砂質土と粘性土の互層部が、地表下30m付近まで続いている。この部分には、洪積統を切る深い谷地形がほぼNo.40—No.48間に発達しているとみられるが、沖積層の下底をとらえることができない。前記互層部の下半部は貝殻を含むことからみて、海成の堆積物からなると考えられる。上部泥層の厚さは最大5m程度である。N値50以上の堅硬な支持層は、No.40—No.48間では地表下30m以深にある。断面の東端部、ほぼNo.46以東の部分は、有渡山麓小扇状地に特有な地盤地質構成を示している。砂レキ質部が相対的に少なく、粘性土が卓越するのが小扇状地のつくる地盤の特徴で、地耐力は小さい。

**D—D' 断面** 小坂一片山間の東名高速道路に沿う断面である。安倍川扇状地とその東西両翼に接する三角州性低湿地の地盤地質構成のちがいがよく示されている。D—D' 断面は、安倍川以西のもので、小坂地区のオボレ谷埋積低地と扇状地部分の地盤地質のちがいが明瞭に示されている。5~10mの厚さで分布する安倍川扇状地の上部砂レキ層（N値は現河床の表層部をのぞいて一般に50以上を示す）は、国鉄線付近でとどまり、これ以西には最大厚10mをこえる上部泥層が発達している。上部砂レキ層の堆積面は、図にみるように小坂地区のオボレ谷の部分より高く、谷の出口を閉塞した形を示している。この地区の上部泥層は、前節でのべたように、有機質粘性土の発達が著しいので、圧縮性に富む不安定な軟弱地盤を構成している。上部泥層の下位には、砂質土・砂レキの薄層を挟む厚い下部泥層（N値5~15）が発達している。砂質土、砂レキの薄層を無視すると、最大厚36mに達する泥質層からなる軟弱地盤を構成しているという

ことができる。調査地域内においては、泥質層の厚さをもつとも大きいところである。重量構造物の支持層は、深いところでは36m以深にある下部砂レキ層か、その下位の洪積統砂レキ層（褐色系の色調を示す）に求めることになる。

安倍川扇状地の地域でも、上部砂レキ層の直下に、厚さ2~3mの粘性土層がほぼ連続して分布し、ことにNo.22—No.23間および現安倍川河道下にある谷地形の部分には、下部泥層に相当すると考えられる粘性土が発達している。しかし、これらの粘性土は小坂地区の上部泥層のものに比較してよく締り、N値も10~20以上を示す。洪積統を切る深い谷地形の部分で、砂レキ層の発達が貧弱で、これにかわつて粘性土、砂質土が卓越していることは、他の断面と共通である。

**D'—D'' 断面** は、安倍川左岸から有渡山西麓の片山に至る断面である。ほぼ中央部で、扇状地から長沼—高松地区の低湿地に移行する状態がとらえられている。すなわち、No.38までは右岸地区の扇状地部分と同様の砂レキ地盤をなしているが、No.40付近で上部砂レキ層が薄失し、これ以東には最表層に厚さ3~5mの上部泥層が発達する。上部泥層（N値5以下）は、小坂地区の場合と同じように、腐植質粘性土からなり、泥炭の発達もみられる。上部泥層の下位には、砂質土（N値10~30）と粘性土（N値10~20）の互層部が20m前後の厚さで分布し、N値70以上の砂レキ層を覆っている。このような断面構成は、安倍川扇状地東縁部低湿地の一般的特徴で、さきに示したC—C' 断面東部の柚木・長沼付近と同じような地盤地質構成をなしている。No.45を中心とする谷地形を埋める厚さ約16mの粘土交り砂レキ層（N値30~40）の位置づけについては問題があるが、ここでは前述のように、下部砂レキ層として取扱つた。No.49以東は、有渡山西麓に発達する小扇状地の地盤構成を示すが、ここでも粘性土・砂質土が砂レキ層と互層をなし、良好な地盤とはいえない。小扇状地堆積物の下位には、台地状緩斜面（小鹿面）をつくる洪積統が西に傾いて伏在している。

**E—E' 断面** 静岡低地東部の麻機地区から県立体育館に至る間の低湿地の断面を示す。最表層部には、古庄付近の旧安倍川の形成した自然堤防状微高地をのぞいて、上部泥層がほぼ一様に分布している。北端部（右端）では調査地点の間隔が大きいため、信頼度が低いですが、B—B' 断面の北東部と同じような地盤地質構成をなしているとみられる。上部泥層は、他の断面の場合と同じような有機質粘性土からなり、N値は一般に0~5で、5をこえることは少ない。層厚はこの断面の両端部で大きく、東部下水処理場建設予定地以北と南部の体育館付近では

5~10m以上に及ぶ。中央部では、砂レキないし砂質土が表層部に介在している。これらの粗粒層は、そのほとんどがかつての安倍川による河床堆積物と考えられ、その一部は地形分類図に示した旧河道と関係して分布している。この断面には示されていないが、刑務所建設予定地の一部では、旧河道に沿って厚さ6m内外の砂レキ層が表層部に堆積しているところがある。

この断面では、ほぼ現海水準付近以下に、中部砂層(N値5~30)が、水平方向によく連続して発達している。南半部では貝ガラを含むので、一部は浅海~海浜の堆積物であろう。中部砂層の下位には、砂質土・砂レキの薄層を挟む下部泥層(N値10~20)が分布するので、体育館付近では地表下約25m、また操車場付近では地表下30m以深にある洪積統砂レキ層を重量構造物の支持層として求めることになる。操車場のNo.5~No.7間にみられる沖積層の厚い部分は、C-C'断面にあらわれた埋没谷の部分にあたる。

**F-F' 断面** 谷津山南部の柚木から曲金を経て小鹿に至る断面である。長沼一高松地区北部の地盤構成の様相を示す。C-C'断面の操車場付近に類似した構成を示すが、No.6, No.7付近に下部泥層(N値5~10)が10m前後の厚さで分布するちがいがあがる。探査深度が浅いので、下部泥層の下限は不明であるが、No.7では、泥質層全体の厚さが16mをこえている。

**G-G' 断面** 東名高速道路が巴川低地を横断する中吉田一鳥坂間の断面である。断面の左側には、山麓小扇状地構成層の下位に北に傾いて低地面下に没する洪積統砂レキ層(国吉田レキ層に相当する)があらわれている。この砂レキ層は、最上部の一部をのぞいてほぼ70以上のN値を示しよく締っている。小扇状地の構成層は、砂ないし砂質土(N値10~20)が優勢で、砂レキ質層と有機質粘性土の薄層を挟んでいる。巴川低地の部分は、巴川・長尾川の河道周縁部をのぞいて、表層に厚さ6~9mの上部泥層(表土を含む)が発達する軟弱地盤である。上部泥層は他の断面の場合と同様に、有機質に富み、N値は2以下の部分が多い。下部泥層の発達は下流部ほど顕著でなく、層厚も10m以下であるが、N値50以上の堅硬な支持層は、No.26以南では地表下20m内外に上限をもつ洪積層に求めることになる。またNo.27以北では、洪積層上限が谷地形をつくるので、地表下25~30m程度の深度まで、支持層を求めることができない。なお、埋没段丘をつくる洪積統砂レキ層と国吉田レキ層とが、ひと続きのものであるか、また両者の接合関係がどのようになっているかは判然としない。

**H-H' 断面** 草薙一大内間で巴川低地を横断する断

面で、ほぼG-G'断面と同じような表層部の地盤構成がみられる。

**I-I' 断面** 塩田川一庵原川間の東名高速道路計画線に沿う断面で、巴川低地北岸部と庵原山地の山麓部に発達する扇状地群の地盤地質構成を示す。ほぼNo.29を境として、これ以東で扇状地堆積物の影響が大きく、砂レキないし砂質部が卓越するのに対して、以西では、海拔3~7mの間に分布する中部砂層(N値5~20)をのぞいて泥質層の発達が著しい。上部泥層は、厚さ2~3.5mで低地中央部よりも薄い。泥炭質の部分がよく発達している。下部泥層の層厚は、洪積統砂レキ層上限のつくる埋没段丘状地形に支配され、8~25mの厚さで分布し、西方の塩田川寄りほど厚い傾向がある。N値50以上を示す洪積統砂レキ層は、塩田川左岸のNo.2においてもつとも深く、ここでは地表下39m(海面下約35m)でようやくその上限に到達する。

No.9以東の砂レキ、砂質土の卓越する地区でも、厚さ2~3m程度の軟弱粘性土がこれらの粗粒層と互層をなして分布している。沖積層全体の層厚は10~20mで、西部に比べて小さく、下部泥層の発達は欠いている。ただし、表層部に分布する砂レキ層は、N値が5~50とバラツキが多く、また層厚も一定していないので、強度的にはそれほど強くない部分がある。

**J-J' 断面** 新幹線に沿うボーリング資料をつないだもので、清水砂堆と巴川低地下流部とを斜断している。この断面には、巴川の右岸に沿う深い埋没谷と、秋葉山周縁部の埋没段丘とがよく表現されている。また、巴川の左岸、右岸をとわず表層部に砂、砂レキが分布することもこの断面の特徴である。左岸地区に分布する上部層は、細砂を主とする上部砂層にあたり、部分的にレキ質部が発達する。N値は砂質部で10~30、レキ質部が20~30で部分的に50をこえる。清水砂堆のうちもつとも高度の高い砂堆Iを構成する地層で5~10mの厚さで分布して洪積統砂レキ~砂層を覆っている。

右岸地区の表層部に分布する上部砂層の堆積面は、砂堆地形をつくっていない。最表層を厚さ0.5~2m程度の細粒土で薄く被覆されている。層厚は3~7mで、上部にレキ質部が連続して発達している。N値は左岸地区の場合と同じである。砂層の下位には、厚さ25~30mの下部泥層(N値5~15)が谷地形を埋めて堆積している。泥層中には、薄い細砂質土が挟在するが、水平的にも垂直的にも連続して発達することはない。谷の最深部にあたるNo.13~No.16間では谷底部に厚さ2~3mの下部砂レキ層が分布するが、レキ径が5~20mmと小さくN値も10~30である。重量構造物の支持層は、洪積統砂レキ層に

求めることになるが、その上限までの深度は全般に30mをこえ、最深部No.16では38m(海面下約35.5m)にも及ぶ。

左側のNo.7付近から西では、洪積統が再び浅くなるが、有渡山から流下する小谷の出口では谷が刻まれている。

**K-K' 断面** 清水砂堆のもつとも内陸側の高度の高い部分(砂堆I)を縦断する断面図である。清水砂堆の地盤構成を示すとともに、砂堆の発達によつて潟湖→沼沢地の過程をたどつて生成された飯田地区の軟弱地盤の構造を示している。砂堆の構成層は、前述のように、粘性土、砂レキの薄層を挟む厚さ5~10mの砂質層である。一般に細粒砂のところが多く、N値は10~20程度であるが、表層部では5~10位でルーズなことが多い。また、地下水面も一般に浅く、巴川の右岸部では1m内外である。現巴川付近と、清水商高付近の旧河道部には、砂堆の構成層を切つて粗砂質の河床堆積物が分布しているようである。

砂堆構成層の下位には、巴川左岸に接する埋没段丘の上部をのぞいて、海成の下部泥層が伏在している。調査深度が浅いので下部泥層の下限は不明であるが、J-J'

断面とほぼ同じような厚層をなして発達していると考えられる。巴川左岸に接する埋没段丘は、その上面が現海水準下4~5mにあり、N値50以上の砂レキ、砂質土からなっている。砂堆と庵原山地との間の低湿地は、飯田小学校の断面でみられるように、厚さ15m以上の粘性土層が発達する軟弱地盤をなしている。この断面では、地表から4m位までが、泥炭質な上部泥層である。

**L-L' 断面** 清水二中一島崎間で清水砂堆を横断し、さらに清水港から塚間地区を経て三保砂レキ州の清水灯台付近に至る断面である。清水砂堆の部分では、K-K'断面などと同じような構成がみられるが、清水二中、屋敷付近(No.2,3)には、地表下7~10mに新第三系泥岩と思われるN値の高い粘性土があらわれている。二中とNo.2との間は、地形分類図に示した旧河道が通過するところで、その下部には泥岩中に深い谷が刻まれているとみられ、上部砂層の下位に泥層が発達している。清水港から三保地区へ至る間は、調査地点が少ないが、折戸湾内海底の軟弱粘性土の分布がほぼとらえられている。海底表層部の2~3mは、きわめて軟弱なヘドロ(沈泥)からなっている。

表2.5 静 清 地 域 の 地 盤 型 区 分

地 盤 型 区 分		地盤地質単位層の厚さ (m)				N値50以上の支持層		主な該当地区**			
		上部泥層	上部砂レキ層	下部泥層	沖積泥層の合計の厚さ	地表からの深さ (m)	単位層の記号†				
山 丘 地 地 台 段 丘	固地結した盤	第三系山地地盤*	T	(2~5) <sup>***</sup>	—	—	—	2~5	Tr <sub>1</sub> , Tr <sub>2</sub> , Ab	V A, V B	
	洪積層丘陵地盤 洪積統砂レキ層台地・段丘地盤	D <sub>1</sub>	(2~10) <sup>***</sup>	—	—	—	—	2~5	Dsg-3	III A, IV	
		D <sub>2</sub>	(2~10) <sup>***</sup>	—	—	—	—	2~10	Dsg-2	II C2, III B, IV	
低 地	締つた砂盤	砂レキ質地盤 1	SG <sub>1</sub>	—	10以上	5以下	0~5	2~5	Usg	IAa, IAb 1, IAb2, IA, II Bd	
	やや締地盤	砂レキ質地盤 2	SG <sub>2</sub>	1~3	3~10	5以下	0~5	2~5 又は10m以上	Usg又はLsg	IAb2, IFb 3,	
	準地軟弱盤	砂質地盤 1	S <sub>1</sub>	—	3~10	—	—	0~5	5~10	Lsg又はDsg-1, Tr <sub>1</sub>	II Bb
		砂質地盤 2	S <sub>2</sub>	1~3	3~10	5~30	5~30	5~30	5~30	Dsg-1 又は Tr <sub>1</sub>	II Bb
地 軟 弱 地 盤 (不 良 地 盤)	軟弱地盤	砂レキ・砂・泥互層型地盤	SGM	1~3	1~3	1~3	1~5	5~10	Dsg-1	I G, II G	
		泥質地盤 1	M <sub>1</sub>	1~3	—	—	1~3	5~20	Usg又はLsg Lsg, Dsg-1 又は Tr <sub>1</sub>	IAc 2 の北西部	
		泥質地盤 2	M <sub>2</sub>	3~10	—	—	3~10	5~20	5~20	Dsg-1 又は Tr <sub>1</sub>	IAc, I D
		泥質地盤 3	M <sub>3</sub>	1~3	—	5~20	10~20	10~30	10~30	Dsg-1 又は Tr <sub>1</sub>	IAc, I E, II Aa
		泥質地盤 4	M <sub>4</sub>	3~10	—	5~30	20~30	20~30	20~30	Dsg-1 又は Tr <sub>1</sub> , Ab	IE, II Aa
	泥質地盤 5	M <sub>5</sub>	10以上	—	5~30	30以上	30以上	30以上	Dsg-1 又は Tr <sub>1</sub> , Ab	IE, II Aa	
	旧河道型地盤	OR	1~3	3~10	—	—	—	—	—	—	—
埋立地盤	RC	埋立土	—	—	—	—	—	—	—	—	

\* アルカリ火山岩類の山地を含む      \*\* 風化層      \*\*\* 黒色腐植土層と黄褐色粘性土層

+ 単位層の記号は表2.3を参照のこと      ++ 地区の記号は表2.2または付表を参照のこと

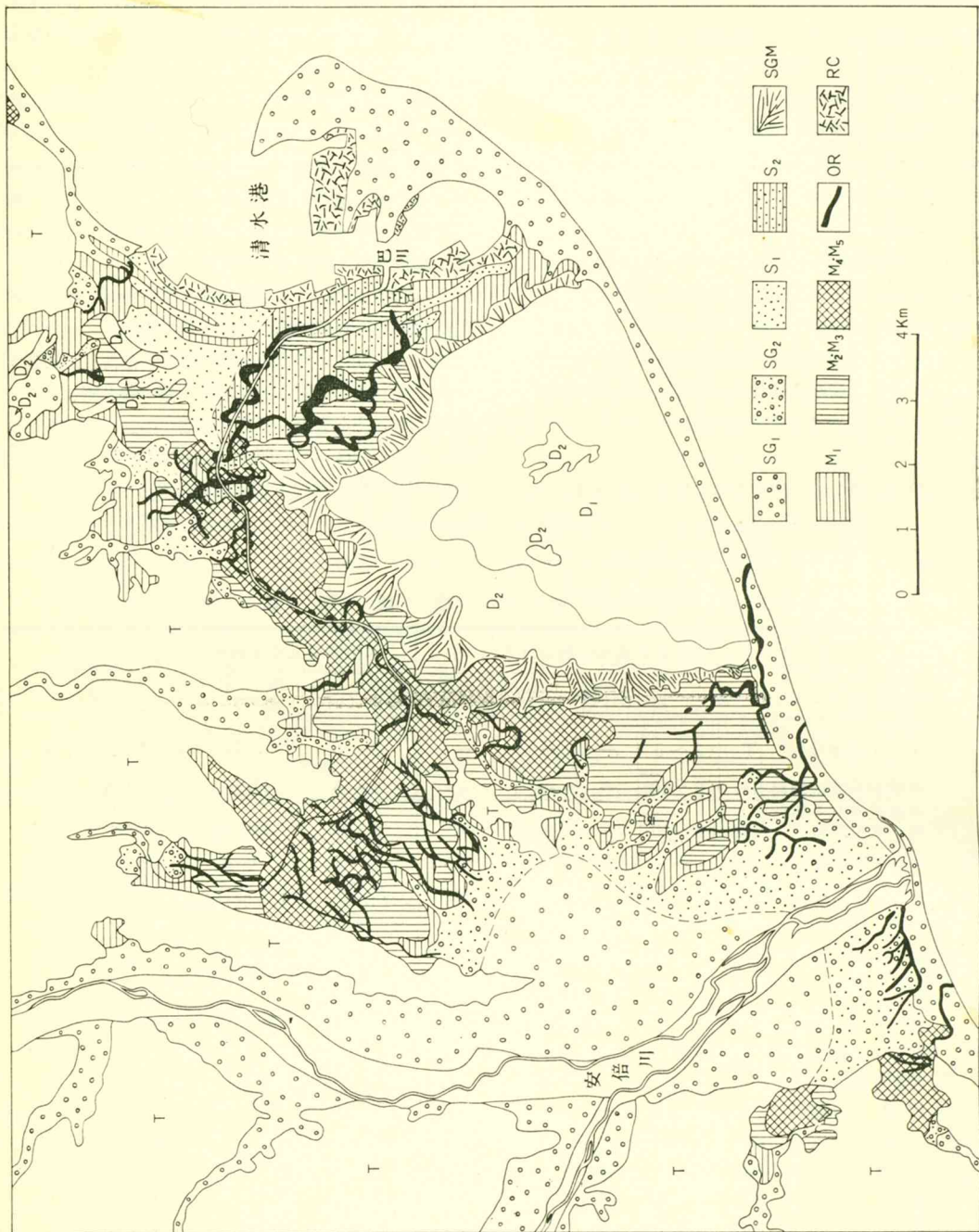


图 2.9 静清地域の地盤型分布概念図

記号は表 2.5 参照

**M—M' 断面** 清水港西岸部の埋立地に沿ってほぼ南北方向に切った断面である。沖積層下限の深度分布については、信頼度が低い、石炭埠頭—村松埠頭間、巴川河口一日之出町埠頭間、新船溜付近くに深い谷地形がみられるようである。これらの埋没谷のうち南側の2つのいずれかは、J—J' 断面から連続するものであろう。基盤層の浅いところで砂レキ、砂質土がよく発達し、深いところで粘性土の発達が著しい傾向は、陸上の断面群と共通である。粘性土層全体の厚さは、村松埠頭付近で最大30m位に達するが、上部の10m内外がN値5~4以下で軟弱なものに対して、下部ほどよく締つていて、N値も10~20となる。下半部の粘性土の工学的性質は、巴川低地の下部泥層のそれに似ており、深度を増すとともに強度が大きくなる。粘性土層中の上部には、三保砂レキ州構成層から連続する砂レキ層がのびてきている。村松第二埠頭—新船溜間でみられる砂レキの挟みは、対岸の貝島、弁天崎の分岐砂レキ嘴の延長部にあたっている。断面の右端部にあらわれる海底表層部の砂レキ、砂質土は、さらに北方へ連続し、東亜燃料付近でも表層部10m内外がN値3~10の砂層からなっている。この付近では支持層までの深さは、10~15m程度である。清水港北部の興津埋立地(工事中)付近では、軟弱な粘性土がほとんど分布していない。海底面下5~15m位までは、N値10~20の締つた砂質シルトが分布しているが、その下位には硬質シルト、砂レキ(N値はほぼ50以上)などからなる新第三系があつて、良好な支持層を提供している。

**N—N' 断面** 東名高速道路計画線が興津川低地下流部を横断する部分の地盤地質構成を示す。大部分が厚い砂レキ地盤をなすが、西縁部に砂レキ州背後からつづく泥層の厚い部分があらわれる。泥層のN値は、ほぼ現海水準以上の上部泥層が3~10、ほぼ海水準以下の下部泥層は15~20を示し、中位以上に締つている。基盤層の新第三系は、中央部で深く削られており、No.6では地表下30m(海面下20.5m)以深にその上限がある。

### (3) 地盤型区分と地盤型の分布

静清低地域の地盤は、地盤地質単位層の性状とその厚さを組合せて、いくつかのタイプに区分することができる。ここでは、地盤災害の危険度を検討する単元を得ることを目的に、軟弱地盤の区分に重点をおいて、表2.5のような区分を試みた。地盤型の分布概要は、図2.9に示し、さきに設定した地形域(地区)との対応関係は、表2.5の最右欄と付表(地形分類図の右下にある)に示しておいた。なお、ここでは、清水港域の海底部についての区分は行わなかつたが、ヘドロ層と軟弱泥層が厚く分布する折戸湾地区も、典型的な軟弱地盤をなしている。

## 4. 静清地域の地盤災害

この地域で過去に発生した地盤災害は、いままでのところ地震動による災害に限られ、東京・大阪・名古屋・新潟などでみられるような地下水の過剰揚水に原因する地盤沈下現象は、まだ知られていない。

旧東海道沿いに設けられた水準点の改測成果からみると、関東大地震を挟む1900~1928年間に120~180mm、南海地震を挟む1935~1950年間に100~200mmと、それぞれ地域のほぼ全般にわたつて土地の沈下が記録されている。この場合の土地の変動は、地震に伴う地殻運動の影響を反映したもので、地下水揚水などによつて生じる軟弱泥層の圧密に起因するものではない。

この地域では以上のように、軟弱地盤に基因する災害の発生は、現在までのところ比較的少ない。しかし、さきにもべた軟弱地盤の分布地域は、類似の土地条件をもつ東京・大阪・名古屋・新潟などの臨海都市域において過去に発生し、また現に進行している、軟弱地盤に基因するさまざまなタイプの災害発生の可能性をもつ土地である。そして、軟弱地盤に基因する諸災害は、このような地域への都市化・工業化の進展と密接な関連をもつて発生することが予想される。

### (1) 既往の地震災害の概要

この地域を襲つた過去の地震とそれによる被害状況の概要については、すでに第1章でのべられているが、ここでは、最近数10年間にこの地域で発生した地震災害について詳しくのべておきたい。なお、この地域では、江戸時代の宝永地震(1707)や安政大地震(1854)によつてかなりの被害が記録されているが、明治以降では幸い大被害の発生をみていない。

**大正6年(1917)5月18日の地震** 震源：遠江北部、 $35.1^{\circ}\text{N}$ ,  $138.0^{\circ}\text{E}$ 、マグニチュード(以下Mと略す) $=6.3$ 。家屋の倒壊したものはないが、煙突の破壊、壁の損傷など軽微な被害があつた。静岡市で死傷者3名、清水町で負傷者5名の人的被害があつた。清水港の港湾施設が損壊し、庵原郡袖師村嶺などで路面に亀裂が生じた。

**昭和5年(1935)11月26日北伊豆烈震** 震源 $=35.1^{\circ}\text{N}$ ,  $139.0^{\circ}\text{E}$ 、深さ0~5km,  $M=7.3$ 。北伊豆地方に大被害が集中し、丹那盆地では地震断層が生じるなどの地変があつた。この地域では、清水港の港湾施設の一部をのぞいてほとんど被害がなかつた。被害を受けたのは、乙岸壁(日之出埠頭の一部)・甲物揚場(村松埠頭)などで、軟弱粘土の厚いところに建設された構造物だけが破壊され、砂レキ層に基礎を置くものは無事であつた。

**昭和10年(1935)7月11日静岡強震** 震源： $35.0^{\circ}\text{N}$ ,

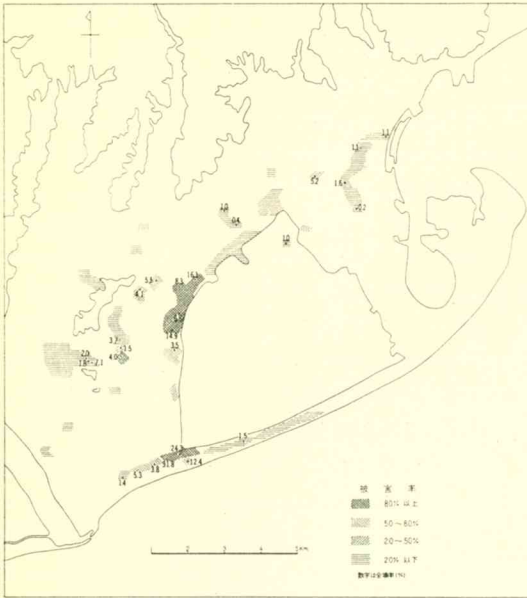


図2.10 静岡強震(1935)による部落別家屋被害の分布

138.8°E, 深さ6~7km, M=6.7, 震度=静岡VI.この地域を襲った最近の地震のうち,最大規模の被害を発生させた。しかし地震の規模が小さかったので,被害の分布は図2.10に示す震央付近の小範囲にとどまった。被害の概要は表2.6に,部落単位別の家屋被害の分布は図2.10に示しておいた。図にみるように,被害がもつとも大きかったのは,震央に近い高松・大谷付近の砂レキ州上で,有渡山西麓の小扇状地上にのる宮川片山・池田・国吉田などの部落がこれについている。静岡市内ではこのほか,自然堤防上に立地する曲金地区で被害が目立ち,とくに曲金5丁目では全壊率が4.0%と小さいのに対して全家屋が半壊する(被害率100%)という特異な被害分布を示している。清水市では,有渡山北東麓の有東坂と巴川低地下流部の渋川で被害が大きかった。清水の中心市街では,江尻・入江・辻など砂堆上の一部で多少の

表2.6 静岡強震(1935)による被害状況一覧

市町村名	人		世帯		家屋(棟数)				
	死	傷	全壊	半壊	全壊住	全壊非住	半壊住	半壊非住	非家
静岡市	8	218	297	1,548	237	372	1,412	1,042	
有度村	—	8	73	151	73	47	151	97	
清水市	1	68	69	313	53	28	263	103	
袖師村	—	—	—	1	—	—	1	—	
飯田村	—	—	—	—	—	2	—	2	
庵原村	—	—	—	—	—	1	—	—	
高部村	—	—	—	1	—	1	1	—	
西河内村	—	—	—	1	—	—	—	1	
広幡村	—	1	—	—	—	—	—	—	
東益津村	—	2	—	—	—	—	—	—	
岡部町	—	1	—	—	—	—	—	—	
計	9	299	439	2,020	363	451	1,830	1,246	

(静岡県調査) 齊田(1935)による

倒壊家屋をみた。清水港の岸壁・物揚場・上屋などの港湾施設は,そのほとんどが陥没・倒壊などの被害を受けた。

昭和19年(1944)12月7日東南海地震 震源:33.7°N, 136.2°E, 深さ0~30km, M=8.0, 震度:静岡IV  
東海道から紀伊半島にかけての地域に大被害を与え,静岡県下では西部の太田川流域の袋井市一带に被害が集中した。この地域の被害はそれほど著しくなかつたが,清水一興津・蒲原の東部沿岸地帯でかなりの被害があつた(表2.7)。清水市域では上1丁目・美濃輪町・入江1~3丁目・下清水など巴川西岸地区と,袖師から興津にかけての砂レキ州上で被害が目立つた。清水港の港湾施設はかなりの被害を受けた。

昭和40年(1965)4月20日静岡地震 震源:34.5°N, 138.2°E(大井川河口付近), 深さ約50km, M=6.5, 震度:静岡IV.震央に近い割に規模が小さかつたので,構築物の破壊的被害はなかつた。被害は表2.8に示すように,

表2.7 東南海地震(1944)による被害状況一覧

	震央からの距離(Km)	総戸数(N)	住家被害				非住家被害							
			全壊戸数(Ng)	半壊戸数(Nh)	全壊率	半壊率	被害指数(P)	全半壊比	全壊戸数(Ng)	半壊戸数(Nh)	全壊率	半壊率	被害指数(P)	全半壊率
静岡県		359,003	5,828	7,815	1.6	2.2	2.7	0.75	4,154	4,605	1.2	1.3	1.8	0.90
庵原,蒲原	193	2,096	1	11	—	0.5	0.3	0.09	2	12	0.1	0.6	0.4	0.17
興津	182	1,883	32	150	1.6	7.6	5.4	0.21	4	10	0.2	0.5	0.5	0.40
袖師	179	1,267	71	148	5.6	11.7	11.4	0.48	7	27	1.3	2.1	2.4	0.63
清水市	177	13,142	620	1,496	4.7	11.4	10.4	0.41	65	285	0.5	2.2	1.6	0.23

$$P = \frac{100 \times (Ng + Nh/2)}{N}$$

宮村(1946)による(一部改変)

表 2.8 静岡地震 (1965) による被害状況

区分	地区又は名称	数量	被害状況
公共施設	市庁舎	63枚	窓ガラス破損 (大型・中型), 議場床タイル・壁等破損
	庵原支所	8 m <sup>2</sup>	庁舎壁・ブロック塀等破損
	辻保育所		屋根瓦破損
	入江保育所		〃
	高部保育所	5 枚	ガラス破損, 屋根瓦・水揚モーター破損
	老人センター		建物の一部にひずみ (鉄筋)
	労働会館	4 m <sup>2</sup>	モルタル壁崩潰 (鉄筋)
	総合病院		建物の一部にき裂 (鉄筋)
	公営住宅 (下野団地)	26戸	壁の落下20戸, ガラスの破損 6戸
	(押切団地)	5戸	ガラスの破損
	高部幼稚園		屋根瓦・ベランダビニール庇・モルタル間仕切り・外壁等破損
	小島小学校		屋根瓦・トタン・内壁・基礎等破損, 敷地土留石垣の沈下
	庵原中学校		鉄筋校舎: ブロックガラス 400 枠・内壁・玄関床・体育館床タイル等の破損 木造校舎: 屋根瓦・内壁・天井ボード等破損
他小中学校		ガラス・壁等の破損	
梅ガ谷(水路)	延長262m	水路両側崩潰	
山切(水路)	〃 160m	水路片側崩潰	
茂畑(農道)	250 m <sup>2</sup>	農道片側欠潰 1カ所 (石積工)	
一般家屋	飯田地区	37戸	{ 屋根瓦・軸・壁等に破損 (蜂ガ谷13戸, 下野7戸, 石川10戸, 天王1戸, 高橋4戸, 八坂町2戸)
	高部地区	47戸	{ 同 上 (梅ガ谷30戸, 柏尾4戸, 押切3戸, 大内8戸, 鳥坂2戸)
	庵原, 興津, 有度地区	10戸	{ 同 上 (原2戸, 尾羽1戸, 伊佐布1戸, 茂畑4戸, 興津本町1戸, 長崎1戸)
公共施設	両河内支所	10 m <sup>2</sup>	敷地土留石垣崩壊 (庁舎裏)
	清水保育所	4 枚	ガラス・屋根瓦破損
	飯田北保育所	3 枚	ガラス破損
	原保育所		内部壁破損
	松風荘	12枚	ガラス破損
	小島中学校		ガラス・内壁・建具等破損 (鉄筋) (段丘上)
	高部公民館 興津公民館		屋根瓦・ステージ等破損 ガラス・勝手場屋根・流し等破損

(清水市役所調査)

家屋の一部破損など軽微なものである。被害が集中してあらわれたのは、図2.11に示す清水市飯田・高部地区の巴川下流部北岸から庵原山地縁辺部にかけての部分である。なお、東海道新幹線は、七ツ新屋付近で橋台裏路盤が20~50mm沈下した。

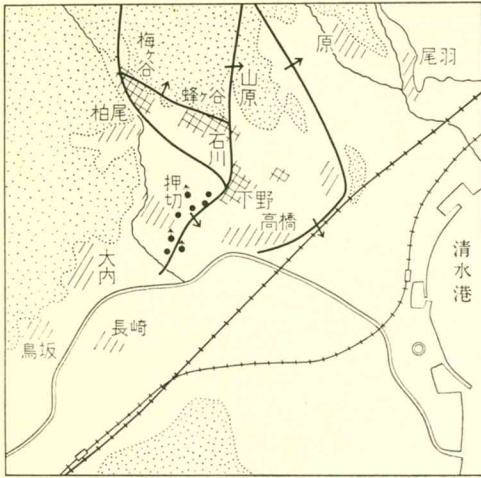
(2) 既往の地震災害と地盤との関係

i) 静清地域の場合

以上の地震による被害状況を一見すると、被害と地盤との関係が必ずしも明瞭でない場合がある。とくに、静岡強震 (1935) の場合のように、震央がこの地域内にあるM=6.7程度の震源の浅い地震では、被害分布が震央付近に集中してあらわれ、被害と地盤との間に関係がないかみえる。しかし、仔細に検討すると、この場合で

も、被害分布と地盤との間につきのような関係が認められる。

静岡強震で被害がもつとも大きかつた高松・大谷地区は、震央にもつとも近いところであるが、倒壊家屋が集中してあらわれたのは図2.12に示すように砂レキ州を切つて流れる大谷川沿いの部分に限られている。ここでは、地形分類図に示す旧安倍川の河道跡に沿う埋立地盤にまたがつて建築された家屋に被害が集中しているのである。また砂レキ州縁辺部の傾斜地にある家屋も多く倒壊している。高松・大谷地区について被害が大きかつたのは、有渡山西麓の小扇状地群に立地する部落である。小扇状地の地盤は、地盤地質断面図で検討したように、砂レキよりも、ゆるい砂と粘性土が卓越する不良地盤である。



- //// 家屋破損のあった集落
- 稼行中のガス坑井
- /// 家屋破損のや、顕著な集落
- ▲ 静岡地震前後に湧出量の増加した坑井
- ✂ 衝動断層(本島ほか1955による)

図2.11 静岡地震(1965)による清水市飯田・高部地区の住家被害の分布

んどなかつた。なお、家屋倒壊は、振動によるほかに、土地の陥没、隆起などの地変現象によつても発生している。地震前後の水準測量から土地の垂直変動量の変異点付近に、倒壊家屋の多かつたことが確められている。

震央がこの地域から遠く離れた位置にあつた北伊豆烈震(1930)の場合は、前述のように、清水港西岸の狭い範囲であるが、地盤条件の差によつて被害分布がきまつている。

1965年の静岡地震の場合、この地域の震度が小さく、被害が全般に軽微であつたので、被害の分布と地盤との関係は、あまり明瞭でない。しかし、家屋の一部破損などの被害が、清水市飯田・高部地区に集中した原因として、つぎのことが考えられる。この地区の低地下に伏在する新第三系中の衝動断層群の存在によつて、他の地区とは異つた振動が地表に伝えられたことが原因の1つとして考えられる(図2.11参照)。このことは、衝動断層群が活動したことを意味するものではない。この地区の大部分は、軟弱地盤であるが、他地区の軟弱地盤上に立地する家屋がほとんど被害を受けていないことからみ



- 平屋
- 2階屋
- 平屋
- 2階屋
- ▨ 木造家屋
- 倒壊家屋
- 半壊家屋

図2.12 静岡強震(1935)による高松・大谷地区の家屋被害の分布 萩原(1935)による

ここでも、小扇状地末端が低湿地にのぞむ地形の境目に盛土して立地した家屋の被害が目立っている。厚い砂レキからなる安倍川扇状主要部では、倒壊した家屋がほと

ても、衝動断層の存在によつてこの地区に特異な振動特性が生じたことがきいているように思われる。前述の1917年の地震以降、どの地震によつても多少なりとも被害を出しているところとして、清水港臨海部の埋立地、清水砂堆のうち巴川に沿う地区を指摘することができる。清水砂堆ではおそらく、下部泥層が厚く発達する埋没谷の上部にあたるであろう。

ii) 他地域の場合

関東大地震(1923)による東京とその周辺部、東南海地震(1944)による東海地方西部沿岸地帯、新潟地震(1964)による新潟市付近などにおける被害分布をみると、震害と地盤との関係がきわめて明瞭である。被害の発生状況は、地震の規模、震央からの距離、

震度などの条件によつて異なるが、被害分布と地盤の関係について、つぎのようないくつかの共通点を見出すことができる。



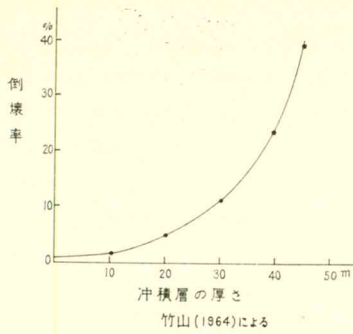


図2.13 沖積層の厚さと木造家屋倒壊率の関係  
—関東大地震による旧東京市内の場合—

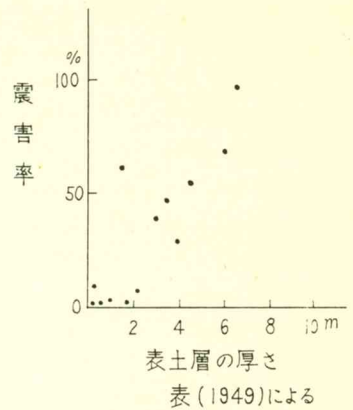


図2.14 表土層(上部泥層)の厚さと震害率の関係  
—東南海地震による名古屋市港区・熱田区の場合—

1) 木造家屋の倒壊は、山地・丘陵地・台地ではきわめて少なく、ほとんどの場合、沖積低地に集中している。

2) 沖積低地では、沖積層の厚いところほど倒壊率が高い傾向がある(図2.13)。しかし仔細に検討すると、木造家屋の倒壊率は、軟弱地盤の分布地域で高く、砂レキ質地盤では小さい。東南海地震による遠江地方の震害分布をみると、このことが明瞭であり、天竜川の扇状地性平野で倒壊率が小さかつたのに対して、太田川流域の泥質低湿地では80~100%のきわめて高い全壊率を示している(表2.9)。

3) 軟弱地盤地域においても、これを構成する軟弱泥層の厚いところほど倒壊率が加速度的に高くなる。太田川流域で80~100%の全壊率を示した袋井市付近では、沖積泥層の厚さが30~40mをこえている。

4) 沖積泥層のうち、表層部に分布する上部泥層の厚さと木造家屋倒壊率の間にも高い相関関係が認められている(図2.14)。また、名古屋市臨海部の埋立地では、東南海地震の際に、造成年代が新しいものほど被害発生率が大きかつたようである。

5) 関東大地震の場合、東京の山手の台地では、下町で木造家屋の倒壊が多かつたのに反して土蔵の倒壊したものが多かつた。

6) 新潟地震では木造家屋の被害がきわめて少なかつたのに対して、鉄筋コンクリート造の建物が著しい被害を受けた。旧河道跡など地下水で飽和されたゆるい砂層の分布地域で流砂現象が生じたことが、最大の原因であつた。

7) 旧河道などのように生成年代が新らしく、かつ地下水面が浅い土地では、しばしば噴砂、噴水現象がみられる。東南海地震の際、天竜川平野で木造家屋倒壊率の高かつたのは、19世紀頃に放棄された旧河道に沿うところで、噴砂、噴水現象も著しかつた。

以上、要するに木造家屋の倒壊率は、軟弱泥層の厚いところほど急激に大きくなる傾向が認められる。ただ、倒壊率の大小を直接支配するものが、下部泥層を含む沖積泥層全体の厚さなのか、あるいは上部泥層の厚さなのかについては、さらに検討する必要がある。しかしいずれにしても、軟弱泥層の厚いところほど地盤の卓越周期が長周期となつて木造家屋の固有振動周期と共振しやすくなり、倒壊率の増大する傾向のあることは否定できない。

新潟地震の際に注目された流砂現象は、地震動による

表2.9 東南海地震(1944)による遠江地方の地形・地盤型別の木造家屋被害の一例

地形地盤型	代表的地形域	総戸数	全壊戸数	半壊戸数	全壊率		
					平均	最高	
沖積低地	粘土質地盤の低地	太田川低地中・下流部	14,200	3,700	1,980	26.1%	100.0%
	砂レキ質地盤の低地	天竜川扇状地性平野	31,800*	400	760	1.4	36.4
	砂質地盤の低地	海岸砂州・砂丘地	22,200	780	1,130	3.5	31.1
台地	洪積統砂レキ層の台地	三方原・磐田原台地	18,500	60	70	0.3	16.7
丘陵地	洪積統砂レキ層の丘陵地	第三系地 小笠山丘陵地	43,100	80	240	0.2	22.2

\* 浜松市直轄区域をのぞく

大庭 (1957) による (一部修正)

表2.10 静清地域における地震災害危険地域(試案)

被害の階級	木造家屋の倒壊率*	該当地盤型	該当地区**	備考
A 被害が甚大	50%以上	M <sub>5</sub> , M <sub>4</sub> , RC および OR の一部	I E, II Aa, II Bc の大部分および I Ac の一部	
B 被害が大きい	10~30%	M <sub>3</sub> , M <sub>2</sub> , M <sub>1</sub> , SGM, S <sub>2</sub> , OR の大部分	I Ac, I D, I G, II G, および II Ba の南部	
C 被害が小さい	10%以下	S G <sub>1</sub> , S G <sub>2</sub> , S <sub>1</sub>	I Aa, I Ab, I B, I C, I F, I Ba の北部, II Ac, II Bb, II C, II D	この地区内の旧河道の一部は B~A にランクされる
D 被害が軽微	全壊家屋がほとんどない	T, D <sub>1</sub> , D <sub>2</sub>	III, IV, V	一部で崩壊・地這りの発生とそれに伴う構築物の被害が予想される

\* 震度Ⅵの烈震の場合を想定 東南海地震(1944)による遠江地方の被害分布を参考にした

\*\* 地区(地形域)の記号は、表2.2または付表(付図2.1右下)を参照のこと

土質の攪乱現象の一種であり、ゆるい砂が急激に流動することによつて重い構造物の支持力を失ない、不同沈下や傾斜被害が生じている。生成の新しい低湿地や埋立地、盛土地などでは、振動による構築物被害とともに、土質の攪乱現象による被害の発生しやすいことを銘記すべきであろう。

### (3) 地盤災害の予測

静清地域の地盤条件を、以上にのべた震害と地盤の関係に照らして考えてみると、この地域には、すでに指摘したように、地震動災害の発生が予測される軟弱地盤が広く分布している。ところで、被害想定を行なうにあつては、発生する地震の規模、震源の位置、震央距離、この地域における震度分布などの条件を、あらかじめ与えておくことが必要である。また、災害対策計画を考える上では、発生を予測される被害の規模を、物的・人的両被害に分けて、数量的に算出しておくことがのぞまれる。

しかし、ここでは、調査期間と頁数の制約から、これらについて詳しく検討する余裕がないので、これらについては近く検討を予定されている「地震災害対策計画」にゆずりたい。そして、地盤条件からみた地震災害の危険地域の抽出と、2, 3の問題点を指摘するにとどめたい。

危険地域の設定は、とりあえず遠州灘あるいは駿河湾に震源をもつ大地震(M $\geq$ 8.0, 震央距離 $<$ 100Km)によつてこの地域が、震度Ⅵの烈震に襲われた場合を対象を考えてみることにする。また、これによつて発生する家屋倒壊などの被害の程度を、A, B, C, Dの4階級に分けて考えると、地盤型との関連から表2.10のような危険地域を設定することができる。

なお、各地形域(地区)別の地震災害の危険度は、付表(付図2.1の右下)にとりまとめて示してある。

以上はあくまでも、地盤条件だけからみた危険度の区分であるから、土地利用の状況を考慮すると、被害発生の様相とその程度は、人的・物的被害ともに、自ら異つてくる。Aにランクされる地域の大部分は、清水港臨海

部の埋立地などをのぞくと、鉄道・道路などの交通線が通過するほか、都市的施設は現在のところきわめて少ない。しかし、今後の高度利用化に伴つて、防災上もつとも多くの問題が発生する可能性の高い地域であることに留意すべきである。

なお、地震災害危険地域の大部分は、地下水の過剰揚水などに起因する地盤沈下が進行しやすい地域でもある。図2.15は、東京下町における沖積泥層と地盤沈下量との関係を示したものであるが、この地域にも脱水によつて圧密沈下をおこしやすい軟弱泥層が20~30m以上の厚さで分布するところがある。前記A, Bにランクされる地域の大部分では、地盤沈下の発生と、これに伴う一層の排水不良化、洪水発生危険度の増大によつて生産基盤ないし生活環境の悪化を招くことがないよう注意が払われることが肝要である。



図2.15 地盤沈下量と沖積泥層の厚さの関係  
——東京下町の場合——

## 5. 開発・防災上の問題点と今後の課題

ここには、地盤条件からみて、今後の地域開発に伴って防災上問題となる事項と、今後さらに検討を要する諸点を列挙して、この章のむすびとしたい。

1) 地盤条件については、軟弱泥層が厚く分布する地域において、既設の構築物が少なく、また構築物の設置計画のある場所が限られているため、巴川下流部と麻機地区の一部などでは、軟弱地盤の性状と分布状況を、必ずしも十分に明らかにすることができなかつた。これらの地区は、地震災害などの発生に対してもつとも危険な土地のひとつであるから、今後さらに資料を補って地盤地質構成を十分に解明しておくことが肝要である。

2) 地震による被害の想定については、ここでとりまとめた資料を活用するとともに、逐次追加されるであろう地盤地質に関する情報を収集整理して、人的・物的被害を地区ごとに、数量的に算出しておくことが、防災対策を立案する上で必要であろう。

3) この場合、土地利用の状況、ことに家屋の密集度、人口の集中度、危険物貯蔵施設の分布、交通線や電信電話施設、電力・ガス・上水道など供給施設（とくに地下埋設管）の配置状況などについて、地盤条件との関連を考慮して検討することがのぞまれる。

4) 地震災害は、構築物の破壊被害とともに、火災や津波による沿岸地帯の浸水被害などの関連災害を伴うのが常である。火災の発生件数は、木造家屋の倒壊率と高い相関のあることが知られているから、この地域における既往の火災の発生状況を考慮することによって、地震発生の季節、時間、家屋の密集度などに応じた大火危険地域を設定できよう。火災発生に対してもつとも警戒を要するのは、いうまでもなく、危険物貯蔵施設の集中する清水港臨海部埋立地である。

5) 沿岸地帯、ことに清水港周縁の埋立地と砂堆・砂レキ州のうち高度の低い部分では、津波・高潮対策を怠ることはできない。ことに地震動によつて海岸・河川の堤防・護岸が、あらかじめ破壊されている場合のあることを想定しておく必要がある。この場合は、巴川・大谷川・浜川・丸子川・小坂川など中小河川の下流部沿岸の低湿地でも、遡上する海水の氾濫によつて洪水害の生ずるおそれがある。

6) 新潟地震による鉄筋コンクリート造など耐震構築物の被害発生にかんがみ、地域内にすでに設置されている土木建築構造物の基礎構造が、地盤条件に十分見合ったものであるかどうかについて、検討を加えておくことが必要であろう。また、軟弱泥層の厚い低湿地や、旧河

道、埋立地、高い盛土地、などの不良地盤に、新たに構築物を設置しようとする場合は、強力な行政指導の行なわれることが必要であろう。

7) 軟弱地盤分布地域の大部分は、小河川の氾濫や内水の湛水による洪水害が、常習的に発生する土地でもある。交通線の設置や、住宅地・工場など都市的諸施設の建設に際しては、排水対策をあらかじめ講じておくことが必要である。

8) 軟弱地盤に基因する土地災害のうち、地盤沈下については、ほとんどふれることができなかった。しかし、巴川下流部一帯や、小坂地区、麻機・長沼一高松地区の一部など、軟弱泥層の厚い地域は、地下水利用のいかんによつては、著しい地盤沈下が進行するおそれが皆無でないことを注意しておきたい。また、これらの地域の大部分では、表層部に有機質に富む圧縮性の高い上部泥層が厚く分布しているの、盛土などを行なうに際しても、荷重による圧密沈下が急速に進行することを考えておかなければなるまい。

(門村 浩)

### 主要参考文献および資料

- 1) 調査方法に関するもの  
建設省計画局 (1960) : 都市地盤調査における既往資料の収集・取りまとめ要領。  
中野尊正・式 正英・門村 浩・羽田野 誠一 (1964) : 地形調査、土地利用区分の手順と方法、農林水産技術会議事務局編 (農林統計協会刊)。  
門村 浩 (1965, 1966) : 航空写真による軟弱地盤の判読 (第1報) — (1)~(3), 写真測量 Vol. 4, No. 4, Vol. 5, No. 1 ~ No. 2.
- 2) 地形・地質・土壤に関するもの  
渡辺 光 (1942) : 東海地方東部沿岸地帯の地形誌, 日本地誌学 I。  
井関弘太郎 (1952) : 平野の形成に関する若干の問題—東海地方の場合, 名古屋大学文学部研究論集 II。  
多田文男・岡山俊雄・井関弘太郎 (1954) : 地学的に見た登呂遺跡, 登呂 本編 (毎日新聞社刊)。  
本島公司・伊田一善・牧野登喜男・三梨 昂 (1955) : 静岡県庵原郡高部村付近天然ガス調査報告, 地質調査所報告第 166 号。  
藏田延男・本間一郎・尾崎次男 (1956) : 静岡県安倍川水系工業用水源地域調査報告—東海地域調査第 9 報, 地質調査所月報 Vol. 7, No. 12。  
土 隆一 (1959) : 日本平とその周辺の地形発達史, 地理学評論 Vol. 32, No. 12。  
静岡県農業試験場 (1959) : 静岡県静岡地区施肥改善事

業調査報告(第2報)付1:50,000土壤区分図,静岡県農業試験場資料第409号.

土 隆一(1960):清水市とその周辺の地形,清水天王山遺跡第1次~第3次発掘報告,清水市郷土研究会.

松井 健・加藤芳朗・黒部 隆・浜田竜之介・岩佐 安(1961):沖積平野の水田土壌の分類にかんする試案—静岡県周辺の例,ペドロジスト Vol. 5, No. 2.

多田文男(1964):登呂時代の静岡平野—弥生時代の平野生成,自然環境の変貌(東京大学出版会刊).

近藤鳴雄・加藤芳朗・黒部 隆・松井 健・矢野義治(1965):静岡県土壌基本図(1:100,000),静岡県.

3) 既往の地震災害,震害と地盤の関係に関するもの  
萩原尊礼(1935):昭和10年7月11日の静岡地震に就て,東大地震研究所彙報 Vol. 13, Part 4.

金原寿郎・竹村千幹(1935):昭和10年7月11日静岡地震震害調査報告,東大地震研究所彙報 Vol. 13, Part 4.

斎藤時太郎(1935):昭和10年7月11日静岡地震に就て,東大地震研究所彙報 Vol. 13, Part 4.

福富孝治(1935):昭和10年7月11日静岡地震後に於ける水準測量結果報告,東大地震研究所彙報 Vol. 13, Part 4.

静岡県清水港管理事務所(1938):清水港修築工事誌.

宮村撰三(1946):東海道地震の震害分布(その一),東大地震研究所彙報 Vol. 24, Part 1.

表 俊一郎(1949):地盤と震害との関係,地震(II) Vol. 2, No. 1.

Omote, S. & Miyamura, S. (1951): Relations between the Earthquake Damage and the Structure of Gro-

und in Nagoya City, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 29, Part 1.

大庭正八(1957):1944年12月7日東南海地震に見られた遠江地方の家屋被害分布と地盤との関係,東大地震研究所彙報, Vol. 35.

静岡県(1963, 1965):静岡県気象災害誌(1900~1964)

大崎順彦(1965):土質工学からみた新潟市における建築物の被害,写真測量 Vol. 4, No. 3.(新潟地震と航空写真特集号).

4) 地震災害と開発に関するもの

竹山謙三郎(1964):都市開発計画と地盤条件—新潟地震に思う,市政 Vol. 13, No. 8.

中野尊正(1964):震災と地域開発—新潟地震の教えるもの,市政 Vol. 13, No. 8.

5) 地震災害対策計画に関するもの

愛知県防災会議(1965):地震災害対策計画.

神奈川県防災会議(1965):社会災害対策計画—地震対策を中心として—.

6) 土質・基礎地質調査資料,ボーリング資料などの提供を受けた公共団体,事業所はつぎのとおりである.

静岡県関係—土木部道路課・住宅課・営繕課・静岡土木事務所,静岡県清水港管理事務所,工業試験場,農業試験場,静岡市関係—企画調整課・計画課・建築課・土木課・下水道課. 国鉄関係—新幹線支社静岡保線所・岐阜工務局静岡工務区. 道路公団関係—静岡建設局. 民間事業所—松浦工事事務所,日本エルダルトKK,鉄興社.

### 第3章 安倍川流域の山地崩壊と河川の荒廃

#### 1. ま え が き

安倍川は日本の河川のうちでは比較的短かい方で、流域面積もあまり広くはないが、壮年のけわしく刻まれた山地から急勾配で流下するため、おびただしい量の砂礫を下流に流し出している。そのため静岡市をひかえる下流部の河状はかなり不安定で、古くからしばしば洪水の害をうけてきた。

安倍川の流域山地には、後にのべるように多数の崩壊地があつて河川砂礫の主要な供給源となつているが、その中でもとくに大谷崩とよばれる大崩壊地は日本でも有数の大規模なもので、莫大な砂礫を押し出し、この川を荒廃させるに至つた元凶ともいえる存在である。

ところで、山地で働いている種々の侵蝕作用は、長年月にわたつてゆつくりとすすむことが多いので、短期間のうちに相当激しい地形変化が観察される場合はごく少ない。しかし、日本の山地河川のうちで、荒廃河川と呼ばれているものの例をみると、その多くはある特定の急速な地形変化の過程を経験している。山地の大崩壊、谷の埋積、谷の回春による砂礫の二次的移動という過程である。安倍川を含めて著しい荒廃河川として知られているものは、その契機となつた崩壊が数百年前以降という、地学的にはごく最近の時代に発生した場合が多い。

ここで当然浮ぶ疑問は、なぜそのような大崩壊が発生したのか、大崩壊は他の崩壊現象と成因的にどのようにちがうのか、また河谷沿いの地形変化—河川の荒廃—はどんな様式と速度ですすんできたか、などであろう。

この報告では、これらの問題を検討しようとするが、とくにその力点を、河川荒廃の過程を歴史的にそしてなるべく量的に追究するところにおきたいと考えた。それは現在から近い将来の川の姿を理解・予見し、さらにそのあるべき姿を考えるのに、重要な手がかりを与えるものと考えられるからである。また一方では、大谷崩を含む安倍川流域の諸山地崩壊を、日本各地における諸崩壊と対比させて、その特性を明確にしようとした。

なお、筆者の一人町田は、大谷崩とその下流の段丘について1957~58年に調査し、地理学評論に発表した。この報告の記述の一部はそれと重複するが、多くの部分は、その後得られた資料によつた。地形地質の概説と地すべりおよび現在の河床変動の項は主として内藤が執筆し、他の部分はすべて町田が担当した。

#### 2. 安倍川流域の地形・地質と

##### 崩壊地分布のあらまし

##### (1) 地 形

安倍川は山梨県の雨畑川、大城川との分水界、海拔2,000 m内外の山稜に発し、40数 kmの間ほぼ南流して静岡平野に出て、太平洋にそそいでいる。本流は、流域の中央を流れずに東に偏しているの、中河内川、足久保川、蘆科川などの大きな支流は西側にあつて、NW—SEの方向をとつている。

山地の地形の概要を知るのに接峰面図(図3.1)と起

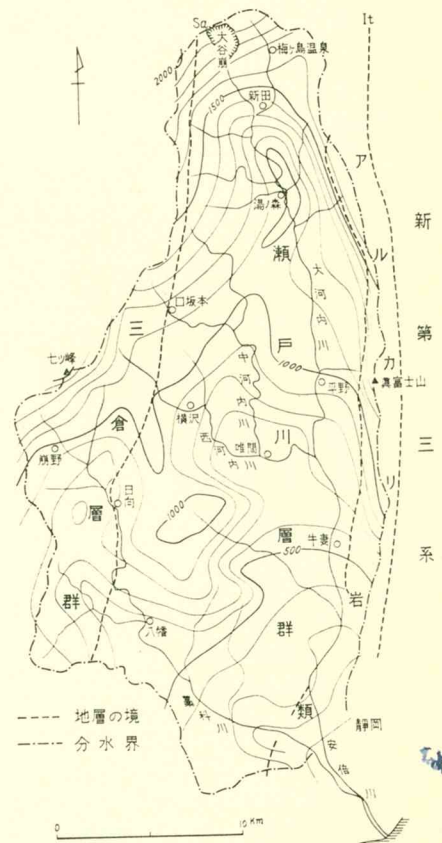


図 3.1 安倍川流域の接峰面と地質概念図

It: 糸魚川・静岡構造線, Sa: 笹山構造線(等高線間隔100m)

伏量の分布図(図3.2)を作つた。また付図3.1は崩壊地および特徴的な諸地形要素の分布を示したものである。

流域内でもつとも高いのは北端部の県境付近で、標高1900m前後、最高点2014mに達する。流域の東を限る山

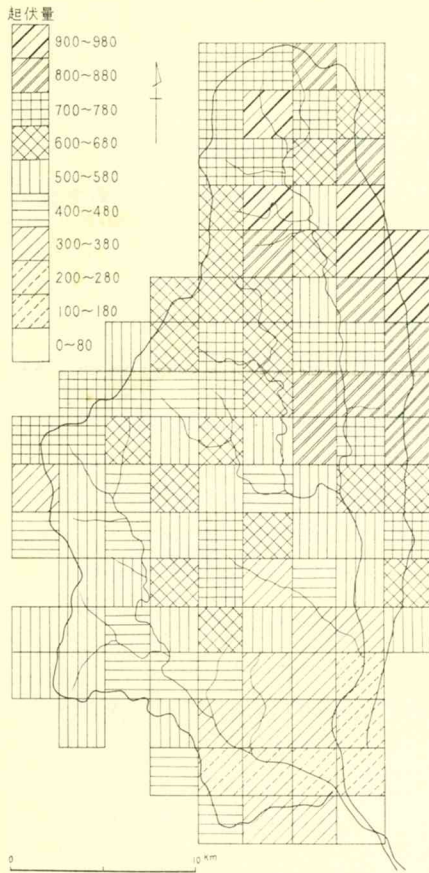


図 3.2 安倍川流域起伏量分布図

稜はほぼ南北につらなり、北から南へ十枚山(1719m)、真富士山(1345m)、文珠岳(1041m)としないで低くなり、文珠岳から南で急に高度を減じ、賤機山をへて静岡平野に没する。この山稜の安倍川方向の斜面は一般に急斜面をなし、安倍川の流域では起伏量の最も大きい部分の一つであるが、一方では中腹に平坦ないし緩傾斜地も発達し、俵峰、有東木、中の段などの諸部落をのせている。これらの平坦地では基岩の上に背後の急斜面からの崖錐または安倍川の支流の押し出し堆積物をのせている。平坦面と安倍川の河床との比高をみると300m前後のものが多いので、これらの平坦地は河岸段丘面と似て、かつての(おそらく洪積世中期ごろの)安倍川の河床の位置に影響されて形成されたものと考えられる。

流域西部の山地では山伏峠(2014m)、笹山(1763m)、勘行峰(1449m)、七ツ峰(1533m)をへて智者山(1283m)につづく大井川との分水嶺が立ち並び、南東に向つて低くなる。安倍川と中河内川との分水界の高さは1300~1000m、薬科川をかこむ山地は西北端をのぞき1100m以下である。とくに薬科川中下流部の山地はおおむね標

高800m以下、起伏量も500m以下(図3.2)で、安倍川流域北部に比べて中山性、低山性の山地である。

安倍川流域の山地地形の一つの特色は、谷に面した急斜面が長大であるのに対して山頂部の起伏が小さくなつていて、平坦面ないし緩斜面がかなり残つていていることである(付図3.1)。流域東縁の山稜にも、安倍峠付近やその南につづく標高1600m台の稜線にそうした山頂小起伏面があるが、最も広くみられるのは西縁の山稜である。とくに県道静岡一千頭線が分水界を越える蛇塚付近から北では、なだらかな山頂小起伏面が高低はあるがほとんど連続的に分布し、山腹の急斜面との間にかなり明瞭な勾配の変換点をもつことが多い。またこれらの小起伏面上には、基岩から風化作用や霜のはたらきでできた岩屑がかなり厚く残つていていることが多い。これらの小起伏面はこのあたり一帯が現在より小起伏でなだらかな丘陵性山地であつた時代(おそらく新第三紀の初~中期?)の名残りを示すものであり、その後河川の下刻にともなつて形成された山腹の急斜面がこれらに食い込んでいつたためにせばめられたのである。

薬科川流域とくに上流部には、山腹に緩斜面が点在し、集落をのせていることが多い。そこには崩積性の堆積物があり、安倍川左岸の山腹平坦面と似ているが、小規模で傾斜もやや急である。これの成因は地すべりと関係があるので後に詳しくのべる。

次に河川沿いの地形について若干ふれよう(付図3.1)。安倍川本流では上流部に大谷崩の形成と関係のある歴史時代に作られた砂礫段丘が発達するが、孫佐島より下流では河床はおおむね埋積谷の状態となつている。入島~渡本間はやや狭窄部となつているが、ここでも水流が基岩を直接洗うことはなく、河川砂礫はかなり厚いようである(大河内堰堤の建設前も)。洪積世の河岸段丘は、平野、野田平、松野などに点在するが、いずれも面積はせまい。中河内川は唯間から上流は穿入蛇行が著しく、段丘が点在するが、唯間より下流では河床も広く埋積谷となる。薬科川も富厚里より上流では穿入蛇行し、段丘が発達するが、下流は埋積谷となる。ただし安倍川本流ほど堤外地は広くはない。安倍川本流は砂礫の運搬量が多く、中下流部において堆積作用が盛んであつたことはその埋積谷の地形によくあらわれている。その例証の一つとして挙げられるのは鯨が池であろう。これは安倍川の堆積砂礫によつて支流がせきとめられて生じたものである。

## (2) 地 質

日本の地質構造の上からみると、安倍川流域はいわゆる西南日本外帯の最東端に位置している。西南日本と東

北日本とを分かち糸魚川静岡構造線は、図3.1に示したように、流域の北部では東縁の分水界の十枚山一文珠岳をつらねる山稜のわずかに東を南北に走り、南部では賤機山の東側にてている。この構造線から東の部分はフォツサ・マグナとよばれる、大きな地溝帯（地かくのわれ目）にあたり、主として新第三系や第四紀に属する地層岩石が分布しているのに対し、この線から西にはより古い、古第三系～古生界に属する地層が分布する。

安倍川流域には、東側にせまくアルカリ玄武岩類が、そして流域の大部分に瀬戸川層群が、さらに西側には三倉層群が分布する（図3.1）。なお、瀬戸川層と三倉層とは、それぞれの標式地がこの地域からはるかに離れていること、両層とも岩相が似ていること、時代の決定に必要な化石がこの地域ではまだえられていないことなどから、厳密に区別することはきわめて難しい。ここでは議論の主題とはあまり関係がないので、一応静岡県の地質図（ $1/20万$ , 1956）の解釈にしたがっておく。

安倍川流域東縁の山稜をつくるアルカリ玄武岩は、岩質的に近縁の火成岩、火山砕屑岩とともに糸魚川一静岡構造線にそつた割れ目に貫入したもので、流域より南では高草山丘陵の東南部にまでみられる。

流域山地の大部分を占める瀬戸川層群は古第三系と考えられる、砂岩・頁岩互層を主体とする地向斜性の堆積岩である。ときに礫岩、石灰岩、輝緑凝灰岩がはさまれている。中でも輝緑凝灰岩は長くつづくので鍵層として役立つ。一般走向は北部ではほぼN～S、南部ではNNE～SSW、傾斜は $60^{\circ}\sim 90^{\circ}W$ である。大局的にみれば単斜構造であるが、一般にひどくもまれており、小褶曲や衝上性の断層が発達している。砂岩は比較的堅硬であるがそれでもわれ目が多い。また頁岩は一見朽木状の千枚岩となつてることが多い。とくに西縁部の山稜直下付近での岩石の破碎は著しい。この破碎帯にそつて、瀬戸川層と三倉層をわかつ笹山構造線と呼ばれる断層線が走つてい。また、これに沿つた東側には、おそらく地向斜堆積物の底部における現象と思われる、塩基性火成岩脈（蛇紋岩など）の貫入がみられる。またわれ目に沿つて含金石英脈が無数に入つているのも特色である。

瀬戸川層群の西側にある三倉層群は中生界と考えられており、逆断層（笹山構造線）で瀬戸川層群に衝上している。岩相は瀬戸川層群とよく似る。一般走向NNE～SSW、傾斜は $30^{\circ}\sim 80^{\circ}$ である。岩石の破碎、変質のていどなども瀬戸川層群とよく似ている。

瀬戸川層、三倉層とも、岩石はブロック化のていどにまで著しく破碎をうけているので、風化して粘土化し易い。また蛇紋岩も周知のように風化して含水すると流動

性を増す性質をもっている。このようにこの地域の地質条件は山地の崩壊をひきおこす有力な素因となつてい。

### (3) 崩壊地分布のあらまし

赤石山地は、日本の山地の中でも大規模な崩壊がしばしば発生する地域として知られている。それは主として、起伏が大きく、したがつて長大な急斜面が発達するという地形的条件と、造山運動によつて岩石が著しくもまれて破碎し、侵蝕に対して弱い地質条件からなつていことに由来している。

赤石山地の東部前山にあたる安倍川やそれに接する山梨県側の雨畑川、春気川などの流域山地には、ことに大規模な崩壊地が多い。それはこの地域の地質が赤石山地の中でも比較的若い古第三系からなつていこと、それに糸魚川・静岡構造線などの顕著な断層破碎帯を含んでいことなどに起因するものであろう。

付図3.1に示した崩壊地とは、崩壊の結果植被が奪われ、現在裸地となつてい部分である。その崩壊が発生したときには、多量の土石が崩壊地につながる溪流・河川に流下したことはいうまでもないが、今日でも絶えず斜面物質が移動をしていものと考えられる。なお、空中写真の判読によつて、崩壊跡地、すなわちごく最近に植生におおわれて物質の移動が少なくなつた斜面も併記した。

詳しい分布の特徴は後に個々の崩壊のタイプごとに記すが、概観してみると、次のようなことがいえる。崩壊地の数、1カ所あたりの面積はともに上流部流域で増す。そのもつとも著しい例は大谷崩をもつ大谷川の流域および三河内川の流域で、中部地建静岡工事事務所の調査によると、単位面積あたりの崩壊地の面積、数は表3.1のようである。

表3.1 安倍川最上流部における崩壊地の数と面積

	流域面積	崩壊箇所	単位面積当箇所数	崩壊地数	単位面積当崩壊地面積
	km <sup>2</sup>	カ所		ha	ha/km <sup>2</sup>
大谷川	5.55	32	4.14	125.9	22.7
蓬沢	3.64	13	3.59	5.3	1.5
西日影沢	6.19	42	6.79	9.6	1.5
三河内川	10.62	35	3.30	29.7	2.8

### 3. 山地崩壊の諸性質

付図3.1を一見すると、この流域には、崩壊地と一口にいつても、大谷崩のように巨大なものから、小溪流の谷頭や溪岸におこる細かな山くずれにいたるまでさまざまのものがあることに気がつく。大谷崩と小規模な山くずれとが、発生の条件や河川に与える影響などの点で性

格を異にするものであることは明らかであるが、この他にもこの流域にはたんなる山くずれとは識別する必要のある崩壊地がある。そこで、安倍川流域の崩壊について詳しく記述する前に、山地崩壊の本質に関連した分類とそれに関わる諸問題につき、筆者の全国的な調査から帰納されることがらをのべることにする。

崩壊現象の分類は、いままでに多くの研究者によつて、すべり面の深さ、運動の速さ、運動様式などを目印にして試みられているが、ここでは河川砂礫の供給源という意味を重要視して、変動物質の量すなわち崩壊の規模（面積と深さ）という点を基準にした。その内容は次のとおりであるが、それは河川へ与える影響のみでなく、成因や長期の地形変化などについてのちがいを比較的明瞭に反映しているように思える。なおここで対象とする山地崩壊とは、斜面物質が急斜面を急速に滑落した結果、物質の碎屑化を招く現象をさし、物質があまり乱されずに緩斜面を徐動する現象（地すべり）を一応のぞいて考える。もつとも、両者は互いに関係し合う点が多い。また、崩壊の規模を計るには、主にくずれた結果の崩壊地形をもとにするので、崩壊地と崩壊現象との対応関係を知る必要がある。大規模な崩壊地ほど、崩壊は何回もくり返されることが多いが、同じていどの崩壊の反覆ではなく、一回の主崩壊によつて崩壊地の概略の範囲はきまり、副次的な崩壊がひきつづくといつた例が多い。

表3.2 規模による山地崩壊の分類

名 称	規 模	水 平 面 積	物 質 の 量
巨 大 崩 壊	大	$10^2 \sim 10^1$ ha	$10^9 \sim 10^7$ m <sup>3</sup>
地すべり性崩壊		$10^1 \sim 10^0$	$10^6 \sim 10^4$
山くずれ	小	$10^{-1} \sim 10^{-3}$	$10^3 \sim 10^1$

さて、上の3つの名称は、規模による分類単位としてはあまり適当でないが、従来慣習的に用いられてきたこれらの名称が、大体、それぞれの規模の崩壊の性格にあてはまると考えられるので、あえて使用した。

第一に、崩壊の現象に焦点を合わせて崩壊の発生位置、形、深さなどがこれらのタイプによつてどのように異なるかをみよう。まず山くずれの場合、発生位置は山腹の1次の谷（1次、2次というきめ方は、1次の谷が2本合流して2次の谷になり、2次の谷が合流して3次の谷になり……、という方式である。Horton, 1945）の頭であることが多い。地震の場合には尾根型の斜面がくずれる場合もあるが、一般的ではない。つまり、地形的に

は1次の谷をさらに上方に伸長させるはたらきをする。形は基本的には杓子状、くさび状などで、何本かが集まると樹枝状となる。溪岸の崩壊は下にひらいた形となることが多いが、一般に原地形に適従的である。また深さは1 m以上のものも稀にはみられるが、一般にはそれ以下とみなしてよさそうである。

山くずれに比較して、地すべり性崩壊は位置も形も深さもかなり異なる。その発生位置は必ずしも既存の谷の頭ではなく、それとは関係なく2本以上の谷にまたがり尾根上に発生することもある。その結果、1次の谷はその一部をはなはだしく欠損させられることがある。地すべり性崩壊それ自体によつて谷は飛躍的に拡大し、または新たな谷が生じるのである。形は貝がら状または細長い葉身状をなし、深さも5 m～20 mに及ぶのが普通である。巨大崩壊は文字どおり、地すべり性崩壊の巨大なものと考えてよい。

次に、これらの崩壊を起した要因について考えてみよう。素因のうちで地形地質条件はもつとも基本的なものであるが、その中でも地質条件は崩壊の規模が大きいほど深い関係をもつ。巨大崩壊は、日本でみられる例（十数例）に関する限り、第四紀の比較的古い成層火山の侵蝕に関係するものと、外帯山地のうちで比較的新しい地層からなり、しかも破碎のひどい山地の斜面侵蝕に関係するものとの2つが識別される。安倍川の場合、大谷崩がその代表例であるが、地質的には後者の場合にあてはまる。同様の地質条件に発生した例はほかに四国室戸岬近傍の佐喜浜川最上流カナギ崩がある。

地すべり性崩壊の発生はこれより広い範囲の地質条件に関係する。上記の2つの地質以外にも、古生層や中生層のうちで粘板岩、千枚岩など多少破碎、変質作用をうけている部分、ミロナイトなどの破碎岩の部分、古い造山運動に関係して岩石の破碎がすすんでいる火成岩類などで広くみられ、花崗岩やグリーンタフ類の上にはほとんど発生していない。上記の破碎岩類はよく水を吸い、風化して粘土化がすすむという点、われ目が多いという点で地下水の作用を活発化させる素地を与え、地すべり性崩壊の発生を招くものと考えられる。

一方、山くずれは先に述べたように、表土の滑落現象とみてよいので、風化し易い性質の岩石であればあるほど発生し易い。地層岩石により崩壊の難易はあるけれども、巨大崩壊、地すべり性崩壊の場合のような地質の強い選択性はあまり認められない。

地形条件については、従来いわれているように、起伏量が大きく、したがって斜面長や傾斜が大きいほど崩壊は起り易い。巨大崩壊、地すべり性崩壊は、それを起す



地質的条件がみだされている場合で、小起伏の地形の上  
に発生するとすると、地すべりの性格の運動にかかわる  
ようである。検討の余地はあるが、上記の分類と地すべ  
りとの関連性をここではこのように考えておく。

従来、地形・地質条件とならんで植物被覆の条件も山地崩壊の素質の条件の一つとしてとりあげられてきた。  
しかしこの条件は、山くずれを防止するはたらきをもつ  
と考えられる一方、逆にくずれを促進させたと考えられ  
る例もあつて、正当な評価を下すのにとまどうことがある。  
ここでのべた巨大崩壊、地すべり性崩壊の場合は、  
深層の崩壊現象であるから、植被の条件は降雨の保水機  
能に関係するだけで、地質・地形条件に比肩するような  
ものではありえない。山くずれの場合にのみ、注目する  
べき要因となるが、この場合にも、地形・地質条件およ  
び山くずれをおこす誘因の種類と程度を第一義的に考  
える必要があると思われる。ここでは、植被はより小規模  
な侵蝕現象である山くずれ、土壌侵蝕などの防止に効果  
的であると指摘するにとどめる。

ところで、諸崩壊をおこす誘因のうちでもつとも一般  
的なのは豪雨であるが、崩壊を上のように分けたとき、  
降雨と崩壊との関係は決して一様ではない。巨大崩壊の  
場合は、記録の多い最近の時代に発生した事例がほんの  
数例にすぎないので一般化するのは無理かもしれないが、  
常願寺川の齋崩れ、姫川の稗田山崩れ、磐梯山の崩壊  
などの例に照らす限りでは、降雨が果す役割りは意外に  
小さいといわなければならない。地震、火山爆発あるいは  
積雪などの豪雨以外の要因がきいてくる場合が多いよ  
うである。

降雨ともつとも密接な関係にあるのはやはり山くずれ  
である。多くの場合、山くずれは降雨の最盛期に発生す  
る。1961年6月の伊那谷地方に無数に発生した山くずれ  
がそのよい見本である。これに対して地すべり性崩壊の  
場合には、豪雨の最盛期に起ることは稀で、それから数  
時間ないし1、2日おくれて発生するという傾向がある。  
同じく伊那谷災害のとき、大災害をひき起した大西山の  
崩壊（地すべり性崩壊）は降雨の最盛期より2日おくれ  
て発生した。

これらの事実から考えられることは、地すべり性崩壊  
は地表下かなり深いわれ目中の地下水の異常な増圧に関  
係し、山くずれは浅い地下水流ないし中間流のはたらき  
に関係するとみられる。

さて、河川に与える影響の点では、上の3つの崩壊は  
放出する土石量ははなはだしく異なるので、同一に論ず  
ることができないのはいうまでもない。まず巨大崩壊の  
場合は崩壊斜面から数km~10kmにも及ぶ長い区間の河

床は数10mの深さの土石流堆積物におおわれ、河状は全  
く一変する。大谷崩の場合も、後述するように、供給源  
から少なくとも7~8km下流までの区間では著しい埋積  
谷（現在は段丘化している）がつくられ、河相はすつかり  
変つたのである。常願寺川齋崩れ（1858年発生）の場  
合にも源から10kmはなれた地点で河床は数10mも上昇  
し、なおかつ40数km下流の平野部でも顕著な土石流が  
観察された。このような場合には巨大崩壊発生を契機に  
して、その河川はひどい荒廃河川となる。巨大崩壊の発  
生した山地斜面では、その後も慢性的に土石移動がひき  
つづくが、次第に土石の流下はおとろえる。一方崩壊地  
直下の河床に厚く堆積した土石流堆積物は水流によつて  
どんどん侵蝕されて下流に運ばれる。この二次的に運び  
出された砂礫は今度は下流部の河床に堆積して異常な河  
床の上昇をひきおこす。激しい砂礫の移動と河床変化は  
時とともに次第に下火になるものと考えられるけれども、  
現在みられる諸事例に照らしてみると、巨大崩壊発生後  
数百年を経ていてもなお、荒廃の度はひどいのである。

地すべり性崩壊の場合には、前述の場合ほど広い範囲  
に影響を与えることはないが、それでも崩壊地に直結し  
た溪流は相貌を一変する。時には大崩壊と同じように河  
川をせき止めたり、河幅をひろげ、流れを変えたりする。  
安倍川にも多数の地すべり性崩壊があるが、典型的なも  
のは玉川村奥仙俣上流の大崩れである。この場合には奥  
仙俣部落までの3~4kmほどの河床には比高10m位の  
堆積段丘がみられて、崩壊発生当時からしばらくの間、  
ひどい土石移動がつづいたことを物語っている。

従来、崩壊地で生産される砂礫の流下過程について  
われてきたことの一つは、崩壊物質は崩壊発生時に遠方  
まで移動することはなく、崩壊地直下に崖錐などの形で  
とどまり、その後の洪水の度毎に下流に運び出されてい  
く、ということである。この考えは崩壊発生時の崩壊物  
質の量、移動形態などについてあまり考慮していないよ  
うに思える。いままでのべてきたように、巨大崩壊およ  
び地すべり性崩壊の生産物質は著しい土石流の形をとつ  
て数km~数10kmもの下流にまで流下する。上の考えが  
あてはまるのは「山くずれ」のときの土石の移動であら  
う。山くずれの場合は、単一の崩壊だけをとり上げれば、  
河川に大した影響を与えないのは当然であつて、多数の  
山くずれがせまい範囲に発生した場合に、はじめて問題  
となる。1961年6月の伊那谷災害の場合には無数の山く  
ずれの発生によつて、河床は1~3mのていど上昇し  
た。しかし、1965年9月の24号台風のときに天竜川、大  
井川の流域で発生した山くずれは散発的であつたので、  
河床はあまり埋積されていない。

ところで、上に分類した諸崩壊は、山地の地形発達過程の中でどのような役割りを果たすものであろうか。この困難な問題を考える場合に最初の手がかりを与えるものは、やや長期間における崩壊地や河床における侵蝕のすすみ方であろう。

山くずれが一旦発生すると、その場所は裸地となるため、しばらくの間霜蝕、雨洗あるいは匍行によつて土砂の移動がみられるが、時がたつにつれて周囲から植生が侵入してくるようになり、裸地の面積はせまくなつて、やがていわゆる復旧した状態に戻る。その速度は崩壊斜面の地質状態や傾斜によつても異なるが、大局的にみた場合、植物の生長が速いほど急速であると考えてよいようである。丹沢山地の山くずれは1923年の関東大地震に関係していたところに発生し、当時の写真をみると、全山雪を被つたようにみえたほどであつたが、現在は霜蝕などがはげしく、斜面の長大な山頂部の崩壊地が裸地として残り、海拔高度の低い斜面ではほとんど「復旧」している。この安倍川の場合も、山くずれ分布が上流部にかたよつているのは、もちろん他の要因もあるが、植生の生長条件があるていど関係しているためと思われる。下流側では植生の様子、微地形などから復旧した崩壊跡地と思われる部分が数多くみられるからである。また、崩壊による谷の埋積は河床の不安定性を助長させる自然的条件であるが、埋積量が少ないほど、河床の不安定な時期は短い。地すべり性崩壊の発生した場合に比べて、たとえ広い範囲に多数の山くずれが発生した場合でも、土石のはげしい移動は短時日（10年～数10年）のうちにおさまるようである。

地すべり性崩壊は、前にみたように、地質条件のかなり悪いところ、たとえば岩石の著しい破碎帯、温泉余土地帯などに発生し易いので、植生の回復も山くずれの場合のようにはいかない。面積の大きな地すべり性崩壊地では、数10年に一度位、再び同様の崩壊を起すことがあるが、通常は霜蝕、雨洗、崩落、それに強雨時に山くずれがみられ、土石の移動がはげしく、植生の侵入を強硬に拒否する。しかし、それでも南向きの条件のよい崩壊地では、崩壊発生後数十年もたつと僅かながら植生が定着し始めるようである。また河床の荒廃については、多量の土石が一時に堆積するため、すでに小出氏がのべているように、かなり長期間にわたつて河相が悪化し、荒廃河川の状態がつづく。

地すべり性崩壊のタイプの現象は、巨大崩壊ほど稀ではなく、地質条件の弱い大起伏の山地でしばしば発生するものであるから、そのような山地の侵蝕に重要な役割りを占める現象であるといえようである。

ところで、地すべり性崩壊や山くずれが地形発達の観点からすると、通常の地形営力であることは疑いないが、巨大崩壊は果して正常なものであろうか、それとも異常なものであろうか。判断を下すのにいささかためらうのは、巨大崩壊が斜面発達や上流谷底の地形発達に与える影響が著しく大きく、またはなほだしく長期に及ぶからであり、同時に発生頻度が小さいからでもある。安倍川の大谷崩の場合、後述するように、最後の大崩壊があつて谷が埋められてから現在までに260年余も経過しているが、その堆積物はまだ $\frac{1}{4}$ 位しか侵蝕されていないのである。今後も自然のままに放置されるならば谷を埋めたこの崩壊堆積物は長期間にわたつて侵蝕され、下流の河相に影響を与えるものと考えられる。崩壊斜面の方も、一見基岩が露出して安定化の方向に向つていように思えるが、広い裸地の斜面では霜蝕、崩落、雨洗といった形の侵蝕現象はもちろんのこと、山くずれさらには地すべり性崩壊も時折発生しているのである。ただ、同じ巨大崩壊であつても、火山性の変質帯におけるものに比べれば、今後の侵蝕はそれほどひどく急速ではないようである。大谷崩に匹敵する規模の姫川稗田山や常願寺川齋崩れなどでは、今なおかなり激しい土石の生産、流下が行なわれているが、大谷崩と似た地質的環境にある四国佐喜浜川のカナギ崩れでは、1920年ごろからの治山工事によつて、斜面は一応安定したとみてよいような状態に達し、1965年に工事に一応のピリオドを打つた。

以上、山地崩壊の規模と崩壊の成因、河川に与える影響などとの関連をみてきたが、災害の点からいえば、いうまでもなく山くずれ→地すべり性崩壊→巨大崩壊、の順に大きくなつていく。河川にとつて最大の脅威である巨大崩壊は、普通の山地にはあまり発生しないけれども、安倍川流域では現に大谷崩のあることによつても示されるとおり、山地の地形地質条件の点からいつて、充分続発の危険性をはらんでいる。そこで次に安倍川流域の種々の崩壊にあつて、それぞれの現況、発生機構、河川へ与えた影響、侵蝕史などをやや詳しく検討することにしよう。

#### 4. 安倍川流域における諸崩壊

##### (1) 大谷崩

###### i) あらまし

大谷崩は水平面積約180ha、比高700mに及ぶきわめて規模の大きな崩壊地である（写真3.1）。この崩壊地は、後にのべるように、16～18世紀の頃に形成されたものと考えられ、その際崩壊した物質は土石流の形で流下し、安

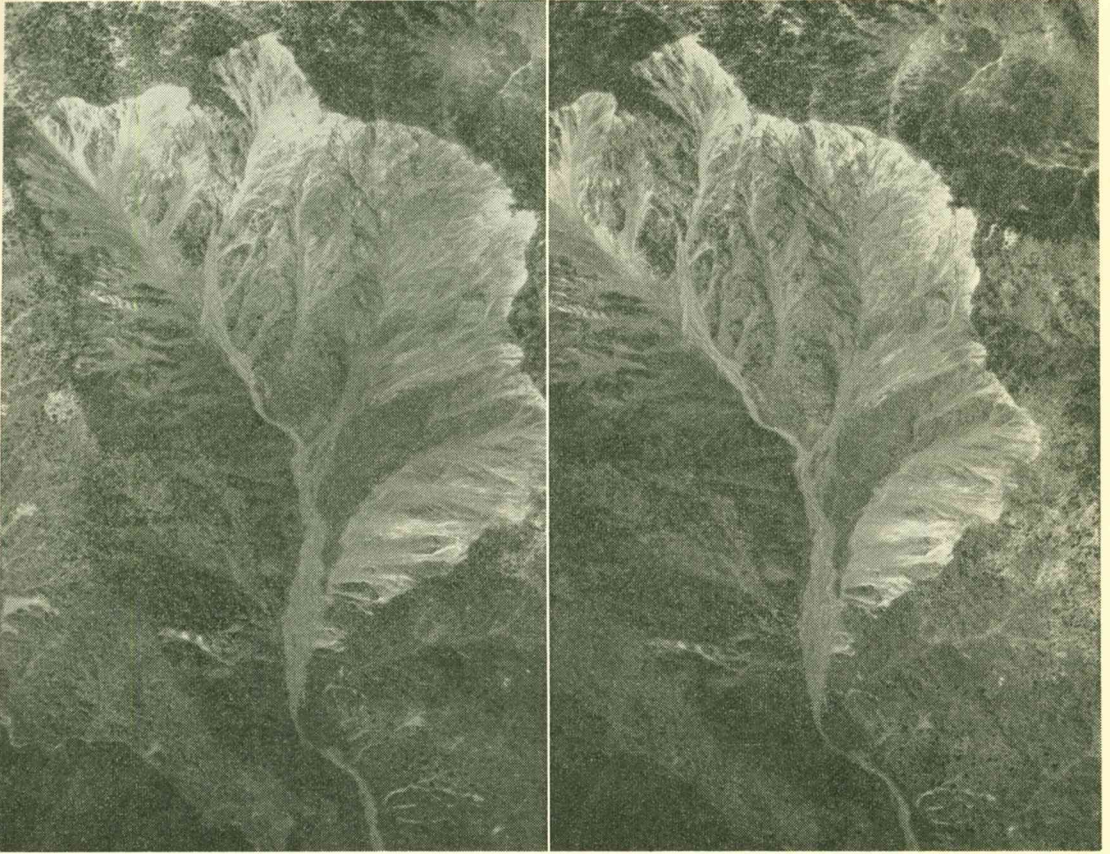


写真3.1 大谷崩の立体空中写真  
約2万5千分の1

倍川上流部の谷を深く埋めたてたのである。大谷崩直下から孫佐島まで約7kmの区間に発達する段丘面がその名残り、このときの埋積面の位置をあらわしている。安倍川上流部の谷はそれ以前には今よりももつと深く、谷底付近に集落がいくつかあつたが、このときにひどい災害をうけ、かつての焼畑地である山腹の緩斜面に移住したと伝えられている。前にのべたように、安倍川は砂礫流下の激しいいわゆる荒れ川として知られているが、それはたんに山の地形が急峻で地質がもろいという一般的な性格に説明を求めるよりも、むしろ直接的には大谷崩という巨大崩壊の発生に端を発しているといつてもいい過ぎではない。

このような巨大崩壊は前にのべたように極端な災害をひき起すものであるから、発生当時の事情をできるだけさぐり、さらにその後現在までの侵蝕の経過などを吟味しておくことにしよう。

#### ii) 大谷崩の発生と土石流による谷の埋積

図3.3は大谷崩およびその下流約7km付近までの詳し

い地形図である。(この図は、海拔1,100m以上については中部地建が空中写真から作製した5千分の1地形図を用い、それ以下の河谷については、筆者が1958年に実測して図化した。)

大谷崩はほぼ一連の裸地ではあるが、連続的な斜面からなるものではなくて、海拔1,300~1,400mで合流する4本の支谷の斜面の合したものである。数多くの地すべり性崩壊地が集中した部分ともいえる。

大谷崩の下流には図3.3から明らかなように、延長7km、谷幅の平均400m、中流部で崖の比高が40~70mにおよぶ顕著な河岸段丘が発達している(写真3.2)。その分布状態、段丘面の傾斜などから、この段丘をつくる堆積物が大谷崩の崩壊物質であることは明らかであつて、その後河川の若返りによつて埋積谷底が刻まれたために段丘地形ができ上つたのである。したがつてこの地形と堆積物とは、大谷崩の崩壊の状況、土石流の流下状態、発生年代をとくに重要な鍵となるものである。そこでまず焦点をこの段丘地形と堆積物に合わせてみよう。

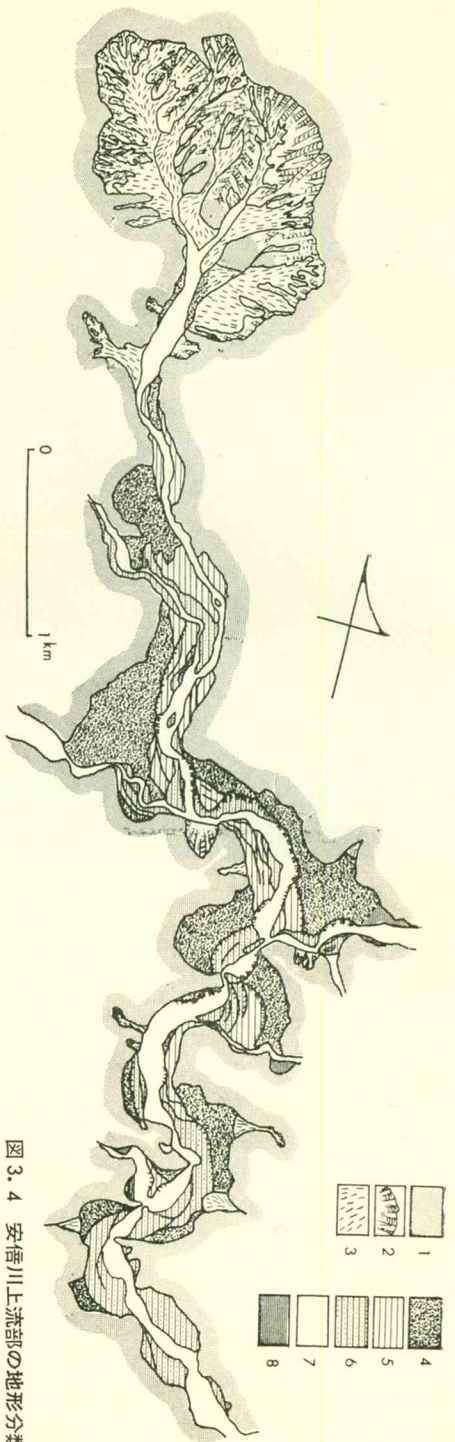


図 3.4 安倍川上流部の地形分類図

1. 山麓急斜面 (樹生でおおわれる)
2. 別嶺斜面
3. 岩削でおおわれる斜面, 崖壁
4. 土石流堆積面 (高位段丘面)
5. 低位段丘面 I
6. 低位段丘面 II
7. 湖成堆積面
8. 現河床面



図 3.3 安倍川上流部の地形図

R.O.: 大谷川, R.Y.: 蓬沢, R.N.: 西日影沢, R.M.: 三河内川, R.Ku.: 草木沢, R.Ko.: 紺屋谷, M.O.: 大谷嶺, F.A.: 赤水滝,  
Os.: 大島, Sn.: 新田, A.: 赤水, Sm.: 下河原, On.: 大野木, Oz.: 大ザレ, M.: 孫佐島

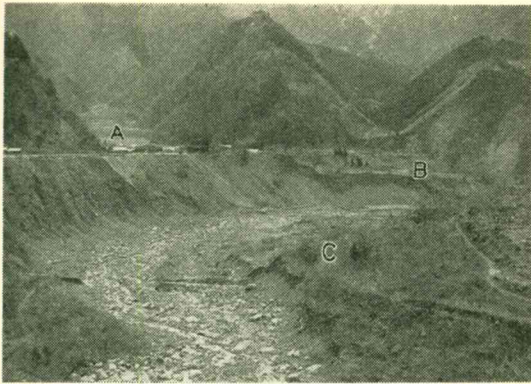


写真 3.2 大谷川沿いの土石流段丘

左岸側の部落が梅ヶ島新田

A地点：三河内川がせき止められて、大池と呼ばれるせき止湖の生じた部分。

B, C地点：低位の段丘

図 3.4 は図 3.3 の地形分類図である。これによると、最高位の段丘面は数段の低位段丘をもつ回春谷で分離されているが、もとの谷幅の広い部分ではよく保存されており、上流から下流までひとつづきの地形面と認めることができる。

高位の段丘面は上流の逢沢合流点以上ではやや不規則な起伏をもつが、これから下流では土石流の堆積地形に通例みられるような凹凸はあまりなく、概して平滑である。その横断面形と構成物質とを示した図 3.5 にみるように、高位段丘面の横断面形は中央部に高く山側に低い中高

の形態をもつ。この傾向は上流ほど著しい。低位の段丘群が、一般に水平または流心側にゆるく傾斜する横断面形を示すのと対照的であつて、両者のでき方に大きなちがいがあつたことを示している。高位段丘面は多量の物質の堆積作用でできたのである。おそらくその流心部には浅い谷が押し出しと同時にできたと思われ、後の洗堀はここに水流が集中することによって始まつたものと考えられる。

次に高位段丘面の縦断面形をみると、図 3.6 に示したように、現河床のそれがいくつかの遷急点をもつため平滑さを欠くのに対して、平滑でありしかも曲率が小さいという特徴がある。また中流部以下では現河床勾配よりも急であつて、後述のように下流側で新しい段丘面ないし現河床面の下に埋もれている。このことはその後の侵蝕に対する初期条件として、また侵蝕の経過を論ずる上で重要と考えられる。

ところで、段丘堆積物は上流側ではこの種の堆積物につきものの、乱雑かつ無層理の角礫層という特色を示しているが、大島より下流側では成層状態がだんだんと明瞭になり、かつやや角がとれ、普通の河川堆積物の岩相とよく似てくる(写真 3.3)。しかし、上流側の堆積物が崩壊に直接ともなう一次的なもので、中下流部のそれが二次的なものであるという判断は正当ではない。地形的にも岩相の上でも漸移的变化を示すからである。

以上のような段丘の地形・地質の特徴は、大谷崩発生当時の土石流が水の少ない、いわゆる土石流プロパーであつたのではなく、それと水流の運搬作用のかなり強い状態との中間的なものであつたことを物語っている。常願寺川や姫川の類似の土石流が水流の影響をあまりあらわさない土石流であつたのと比較される。

この土石流の発生がきわめて短期間の一回の現象であつたのか、または数回にわたつたものかという点は、高位段丘の形成時期のもんだいと合わせて、次のような土石流の堆積に関連したいくつかの事実から推察できる。

大谷川にそそぐいくつかの支流の出口には、湖成の

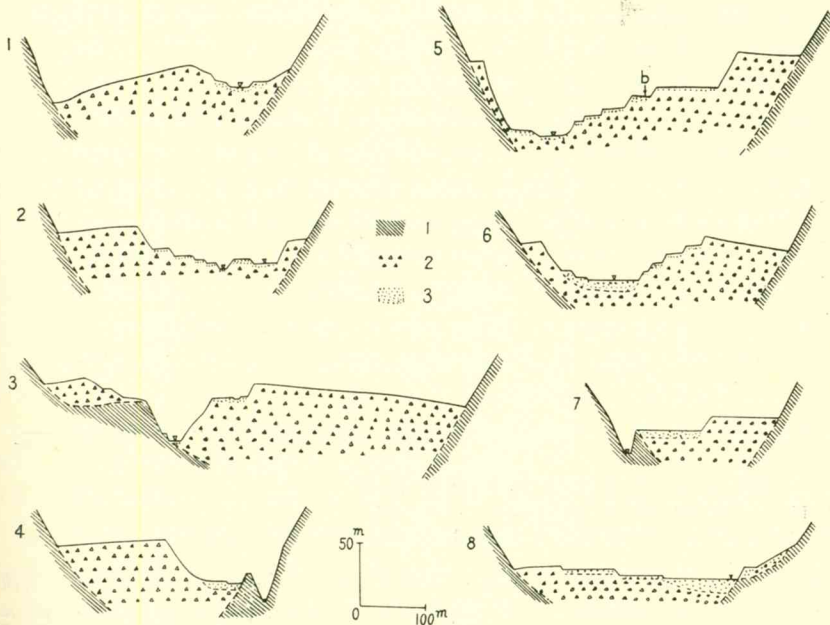


図 3.5 河谷の横断面形

1 : 基盤岩石, 2 : 大谷崩押し出し砂礫層, 3 : 新期砂礫層 (断面の位置は図 3.3 参照)

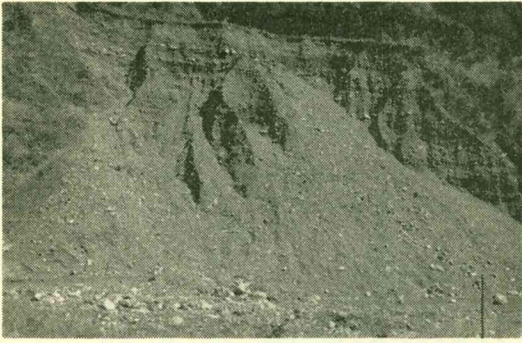


写真3.3 段丘を作る土石流堆積物

赤水滝下流右岸，比高は60~70mもある。ここまでくると層理がはつきりわかる。数十年前は段丘面が今よりもつと広く，集落があつた。



写真3.4 大谷崩土石流によつて支流がdam upされて生じた湖成堆積物

粘土，砂，細礫の互層，紺屋谷下流

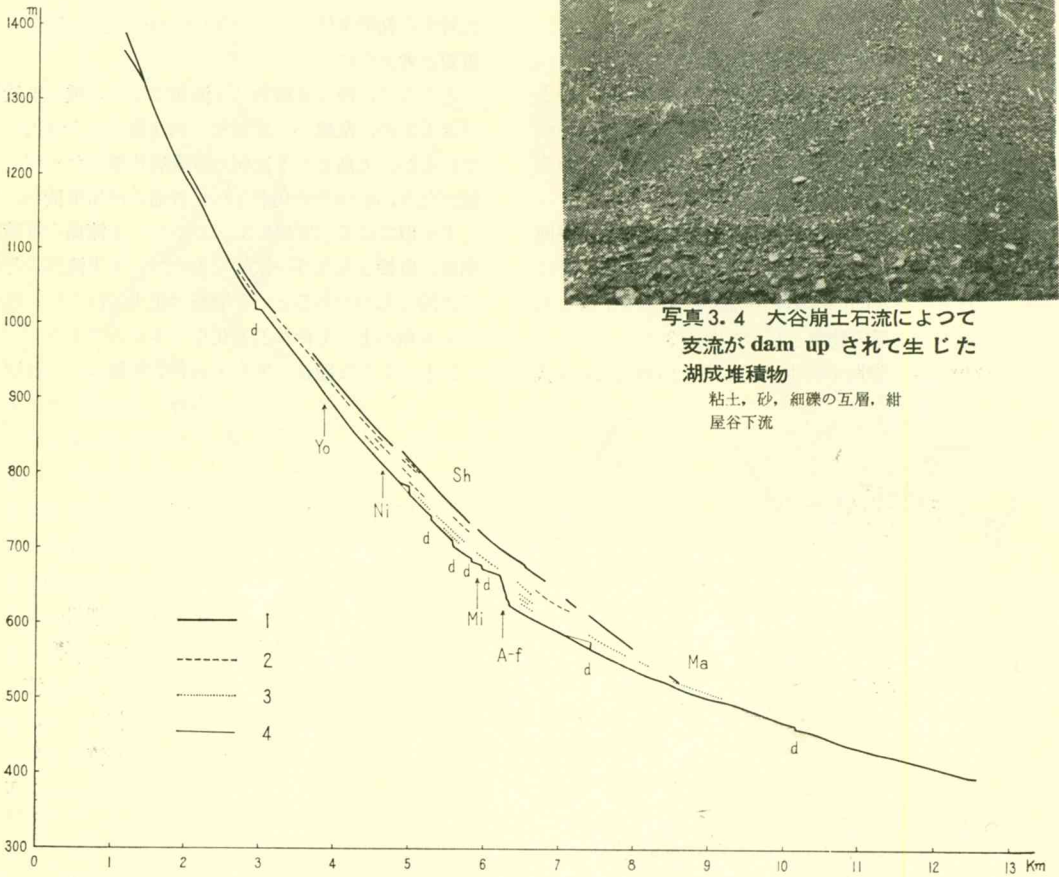


図3.6 安倍川上流部の縦断面図

1; 高位段丘面(土石流堆積面) 2, 低位段丘面I 3, 低位段丘面II 4, 現河床面

Yo 蓬沢合流点, Ni 西日影沢合流点, Mi 三河内川合流点, A-f 赤水滝, Sh 新田, Ma 孫佐島, d 堰堤

粘土層の分布している地点がある(図3.4で湖成堆積面と記したところ)。新田東部の三河内川右岸や草木沢および紺屋谷の各下流部で露頭観察ができ，大谷崩土石流がこれらの支流をダム・アップしたことがわかる(写真

3.4)。これらのうち新田東部の三河内川沿いに生じた池は，記録によると大池と呼ばれ，明治初年まで実在した。ところで，この地点においてかつてボーリングが行なわれたことがあるので，湖成の堆積物と土石流堆積物との

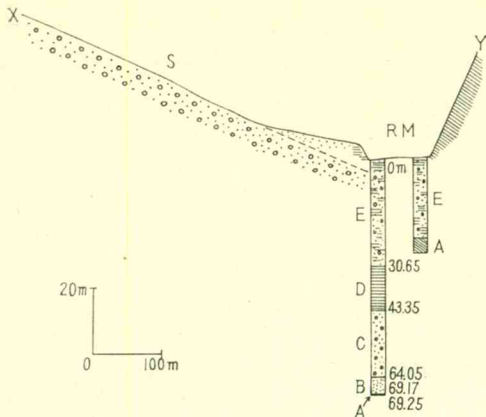


図3.7 三河内川河床地質柱状図と高位段丘面との関係  
 A: 頁岩岩盤, B: 砂層,  
 C: 砂礫層, D: 粘土層,  
 E: 粘土混り砂礫層, R.M.: 三河内川, S: 新田 (X-Y  
 断面は実測による, 位置は図3.3参照)

関係がかなり明確にわかる (図3.7)。図3.7のAは基盤岩としたが大転石の上面であるかもしれない。またBの砂層は根拠に乏しいが古い湖成層の可能性がある。厚さ20m余の砂礫層Cは大谷崩の土石流堆積物、粘土層DはCのダム・アツプによる湖成堆積物と判断される。Eは粘土や砂と数枚の砂礫層との互層で湖水中に堆積したものであるらしい。新田の高位段丘面をつくる土石流堆積物と柱状図にあらわれたこれらの地層との関係については、筆者は図3.7に破線で示したように、E層の上部につづくと解釈している。一見するとC層の上面につづきそうであるが、そうすると新田面の勾配は急に増加する(10%~30%)。高位段丘面の傾斜には局地的な変化が一般的に少ないので勾配の急増は無理な解釈と考えたのである。図3.7から判断されるB層堆積以後の大谷川の土石流の流下は、砂礫層Cを堆積させた大規模な押し出しのあとに、粘土層D(厚さ約13m)の堆積で示される静穏な時期を間にはさんで、次のE層を堆積させた活動期を迎える。この時期には谷底全面をおおうような大規模の土石流が発生したのである。その堆積面が高位段丘面である。

以上の地質的な事実は、現地に残る諸記録と照合して考えるとき、土石流堆積面(高位面)の形成時期を決定するのに重要な意味をもつてくる。

過去における大地震や豪雨の際の大谷川源流部の崩壊、ならびに大谷川の洪水については、梅が島村やその下流の大河内村にいくつかの記録が残されている。現在までに得られた史料の中に記される崩壊・洪水の年代は16世紀から18世紀初頭まで計10件に達する(時代順にあげる

と、1530, 1597, 1604, 1605, 1613, 1616, 1644, 1660年代、1702, 1705。下線を施したのは大災害の記事があつたもの)。これらのうち延享3年(1746年)の書に、三河内川合流点に生じた池(大池)の生成が記載されている。これによると大池は元禄15年(1702年)の大谷川の押し出しによつて三河内川が堰止められて生じたという。なお大池は慶応3年に稗田を開く目的で池の落口(図3.4のa地点)を開さくした結果、開さく部分は拡大し、明治10年までに消滅した。また安倍川の上・中流部の山腹にある諸部落については、大河内村誌に、1616年8月の大洪水以前は溪流の付近に住居を構えていたが、水害のため焼畑地である山腹・山稜の平坦地に移住したという記載がある。なお、梅が島村誌には移転開始を寛文年中(1661~1672)と書いてある。現河床から200~400mも的高度に、兎作、戸持、東峯、中之段、大代などの部落があるが、どうやら大谷崩土石流にともなう河床上昇の影響で移住したもののようである。また高位段丘面上の新田部落は、文政の末頃まで金山に従事したものが、その衰退とともに農林業を営むようになって定着したという。

この山村に残る上記の種々の記録は、中には信頼度の低いものがあると思われるけれども、山村とはいつても、江戸時代から金山の開発で賑つており、中央との経済的な接触が少なくなかつたと考えられるので、大部分の記録はおおむね信用してもよいように思える。

さて問題は、高位段丘面を形成した土石流と、古記録に残る土石流との対応関係である。1702年の堆積物は前記のE層上部の砂礫層にあたるものか、砂礫層Cに相当するものかのいずれかに限られると思われる。後者とすれば堆積面の形成は1702年以後の時代に行なわれたことになる。しかし、1702年以前に数回急激な堆積作用が行なわれて河床上昇がみられたという記録から考えて、1702年以前のダム・アツプも記述されてはいないが当然予想されてよい。1702年の大池生成の記録は、既存の池が新たなダム・アツプのために水位を高め、若返つたことの記録と解釈できないであろうか。18世紀初頭以後に著しい土石流が発生したという記録がみ当らない現段階では、高位面を形成した土石流はE層上部に対応するものと考えておくことにする。

大谷崩がいつ生じたかについては充分裏付けられる記録に乏しい。大河内村誌に次のような記載がある。すなわち、享禄3年(1530年)諸国に大洪水があり大谷崩の時に始まり以後漸次崩れる。最初の崩壊にあつては土砂岩石は山麓に堆積して流失の惨害をみながつたが、慶長18年(1613年)の冬大地震があつて、崩壊の度を高め、

それより4年後の元和2年(1616年)8月の大洪水に至つて非常に土砂を搬出する。……以下略。この記事は著者の解釈がかなり入つているように思え、そのまま信用することはできないが、大まかな経過はこのようなものであつたのであろう。

### iii) 大谷崩の原因

大谷崩を形成し、土石流を何回も発生させた直接の原因は、いまのところよくわかつてはいない。土石の移動にはかなり流水の作用が関係しているとみられるので、土石流の発生については地震よりも豪雨との関係が強いと思われる。そこで崩壊、土石流が記録されている16~

表 3.3 16~18世紀における東海地方の洪水、大雨の頻度

年次	1580	1600	1620	1640	1660	1680	1700	1720	1740	1760	1780	1800
頻度	4	30	2	7	11	7	11	8	5	6	9	

18世紀の、東海、駿河地方の洪水、大雨の記録を、中央气象台(1943):日本気象史料総覧によつて抽出し、20年毎の頻度をとつてみると表3.3のようになる。

大谷川の洪水記録と照応するように、1600~1620年間の頻度が非常に大きい。しかし、この資料は時代により出典の数が異なるため、精度が一様でない。したがつてあまり多くを論ずることはできない。

次の崩壊の素因とみられる大谷崩の地形・地質的な環境に目を向けてみよう。大谷崩の崩壊土石量は、後述のように埋積物質の総量にひとしいとみることによつて $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ と推定される。それを崩壊地の水平面積 $1.8 \times 10^6 \text{ m}^2$ でわつて平均の崩壊深を求めると70m近くになる。この値からみてもわかるように、崩壊それ自体は基岩の深いわれ目の中に多量の地下水が浸透し、地下水圧を異常に増加させたために発生したものと思われる。われ目の形成には、長年の地殻運動によるひずみ、近年の地震などの影響があつたのではあるまいか。

大崩壊の地形的条件として常識的に考えられることがらは、大谷川流域の起伏量が著しく大きいこと、したがつて大谷川の谷頭侵蝕が盛んであつたことがあげられる。また地質条件の点では、次節にみるように、大谷崩の位置は、地すべり性崩壊を多発させ流域西部を南走する蛇紋岩脈とそれに接した著しい岩石の破碎帯とは直接関係しないことが注目される。しかしながら、全体としてみると、大谷崩に露出する砂岩、頁岩の互層はかなりもまれて破碎している。そのうち砂岩は一般に比較的堅硬であるが、われ目が多く、また互層する頁岩層が容易に削剝されるためにマツシーヴに抜け落ち易い。これに対して頁岩層はほとんど千枚岩になつているので、朽木状に

風化し、容易に細粒岩屑に分かれる。そのため雨水を充分吸収して、多量の地下水をかん養させる。

大谷崩谷頭部の山稜には海拔2,000~1,900mの高さに平坦面または緩傾斜の古い地形面が残つているので、おそらく大谷崩が発生する前には、かなり広い緩斜面があつたに相違ない。そこには厚い風化土層が形成されていたものと考えられる。地質的条件と相まつてこのような条件も、多量の地下水をかん養させるのに大いに役立ち、大崩壊の素地を作つたとみなすことができよう。

### iv) 大谷崩の現況と予察

安倍川上流部の段丘地形から考えて、大埋積をおこした1702年以後には、ふたたび谷を幅広くおおつて下流まで流下した土石流は発生しなかつたといつてよい。そこではもつぱ

ら土石流堆積物が刻まれて段丘地形がつくられていつたのである。もつとも、河床は下がる一方で、やや多量の土石の供給があつて河床の上がることはなかつたといえ、それは誤りであろう。開析谷の中に刻まれている低位段丘の堆積物は一般に薄く、堆積相もかなり穏かではあるけれども、中には厚さ5m位に達している段丘面もあつて、大出水のときにはこの位のていどの河床の上昇はあつたものとみられるからである。

大谷崩の斜面の侵蝕は、現在でもかなり著しい。しかし、そのていどは小規模な「地すべり性崩壊」または「山くずれ」以下のクラスの土石移動である。大崩壊の結果、著しく不安定なところはくずれ去つてしまつたためと考えられる。最近やや著しい崩壊、小土石流の流下をみているのは、大谷嶺直下から南に流れて西俣の中流に合流する手切崩と呼ばれる崩壊溪と東俣の要の滝の上流右岸側斜面で、いずれも幅30~40mのエスカー状の地形をつくる土石流堆積物を出している。東俣、西俣合流点付近はこうした土石が沖積扇をつくつていているが、数年をおいて観察してみると、流心が横に移動したり、河床の上下変動が相当激しく行なわれていることがわかる。また、各所にみられる巨大な崖錐は、傾斜が岩屑の安定角に達して疎らな植生が入り、かなり安定したきたように思えるが、一部では崖錐の下部が大きくえぐりとられて不安定化した場合もある(写真3.5)。

いずれにしても、巨視的にみると、現在の大谷崩では、土石のはげしい移動は崩壊地内、すなわち海拔1,200m付近までで終り、一気にこれより下流に土石流が流下するといつた現象はほとんどみられないといつてよいであろう。最近の土石流流量の減少については、古くから





写真 3.5 大谷崩内左岸側の斜面  
大きく削られたのは数年前の洪水の時

施工されている大谷崩直下の床固め群の土石調節効果もみのがすことはできないようである。

1958年8月26日には台風17号によつて日雨量422.6mm、最大時雨量82.0mm(梅ヶ島新田)という記録的な豪雨があつた。このときには、上流山地の各所で山くずれが起つたのであるが、大谷川上流部に関する限りでは、大谷川の洪水流よりも蓬沢、西日影沢の出水、土石流の方がひどかつた。蓬沢、西日影沢では溪床縁辺に自生した20~30年生の林木や2~3mも平常水位より高い砂礫堆もともに侵蝕し去られたのである。ところが大谷崩直下ではそのような現象はあまり認められなかつた。一時点の現象にすぎないと看過してよいものかどうかには判断できないが、近い将来の大谷川周辺の土石移動を占なうのに一つの資料にはなるであろう。

## (2) 地すべり性崩壊

すでにのべたように、安倍川の流域のみでなく、それに接する大井川流域の東部、山梨県側の雨畑川、春気川の流域山地にはおびただしい数の地すべり性崩壊地が分布する。図3.8は1カ所の崩壊地面積が約2ha以上のもの(だいたい筆者の分類した地すべり性崩壊の枠に入る)の分布図である。地質概説の項ですでにのべたように、

この地域の地層、構造線、破碎帯の一般走向はN~SまたはNNE~SSWであつて、主要な谷筋や分水界の方向もこれに支配されている。このような前提をもつて、図3.8をながめると、地すべり性崩壊の分布もこれらの方向に相関をもち平行に配列しているようにみえる。

前節でのべたように、安倍川流域の西縁部にはN~Sに走るもつとも著しい破碎帯があり、多くの地すべり性崩壊を発生させている。この地帯は、雨畑川中流部から南走して安倍川流域に入り、大谷崩の西側の蓬沢、西日影沢を横断して井川村口坂本付近をとおり、さらに南にのびている(図3.8)。そこでは非常にもろくなつた圧碎礫岩が生じており、またわれ目に進入した石英や方解石脈も無数にあり、さらに粘土化し易い蛇紋岩の岩脈もある。これに比べるとていどの弱い破碎帯はこの地域にはかなり沢山あつて、みかけの幅100m内外で雁行して配列するようである。

また、地すべり性崩壊地の多くは、分水界付近の高位平坦面直下の谷頭に位置する。すなわち、この崩壊は平坦面を開析し、壮年の山地に移行させようとする地形現象であるといえる。ところで高位平坦面の地形地質は崩壊発生の重要な素因と考えられる要素をはらんでいる。というのは、平坦面上にはもろい風化残積土が厚く発達していることと、平坦面そのものが雨水の浸透、貯溜に大きな能力をもつと考えられるからである。風化岩屑の厚さがしばしば10m以上数10mに達するところもあるようで、これは風化物質の厚さとしては異常な値である。いささか大胆な推論ではあるが、笹山付近の山稜や八咫嶺から七面山にのびる高度1900m内外の山稜には、かつての氷期の時代に、はげしい霜の作用(ソリフラクション)や雪の作用(ニヴェイション)で作られたと思われる二重山稜などの地形がみられるところから、これらの岩屑は現在よりも寒い気候(周氷河性気候)下で生産されたものではなからうか。

この厚い岩屑層の下の基盤岩との接触面では地下水がところどころから湧出している。たとえば、玉川村奥仙俣上流の大崩れでは、この湧水が崩壊地頂部から50m余りも下部の斜面に位置し、その流水は湧水点より下方の斜面をえぐりとつて、上方に緩く下方に急傾斜という、今後崩壊がどんどん進行しそうな悪相の崩壊地形をつくっている。湧水量は集水面積が微小であるのに著しく多い。これも上方の平坦面が集水場の場を提供しているからと考えられる。

最近発生した地すべり性崩壊地の例は蓬沢の右俣にある。前記の著しい破碎帯が沢を横切る箇所である。面積は2~3ha位、かなり深い。1965年の春に発生したが、

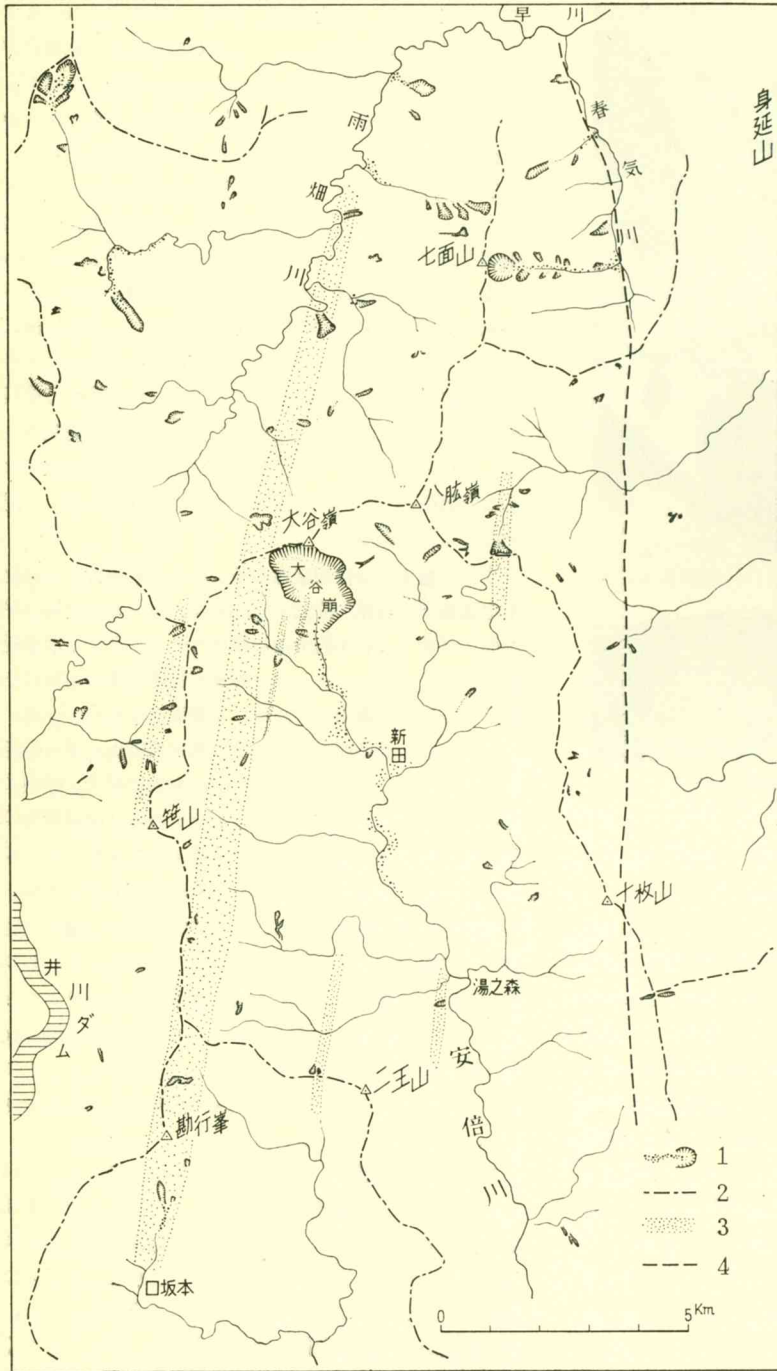


図 3.8 安倍川・雨畑川周辺山地の地すべり性崩壊分布図

1: 地すべり性崩壊地, 2: 分水界, 3: 主な岩石の破碎帯, 4: 糸魚川・静岡構造線

発生に関係したと思われる雨は強雨ではなかつたといわれている。その発生機構の究明はまだ行なっていないが、地すべり性崩壊の形成を論ずる上に重要な事例である。

上にのべた地すべり性崩壊の素因となる地質条件と同

じ性質のものは、地形的にやや小起伏となる大井川側の斜面や安倍川流域の井川村、大川村、清沢村などでもみられる。これらの地域においても、安倍川上流域でみられるものと同じような地すべり性崩壊地が分布するが、その数はやや少なくなり、その代りに背後に馬てい形の急斜面をめぐらし、前面に緩斜面のつく、いわゆる地すべり地形がみられるようになる（付図3.1参照）。いくつかの地すべり地形の中では現在も緩慢な地すべりがみられる。地すべりについては後に詳述するので、ここでは、急速な物質の移動をひき起す地すべり性崩壊は大起伏の山地斜面で起る現象で、地すべりは小起伏のところで起るということだけを指摘しておくことにする。小起伏のところですべり始めたブロックは、地すべり性崩壊の場合のように粉碎して土石流となつて流下はせず、マツシーヴなまま崩壊斜面の直下に残る。さらにそのブロックでは、下部の洗掘や人工的な働きかけによる不安定化によつて二次的に地すべりを起すのである。もつとも、急斜面の長大な斜面における地すべり性崩壊の中には、崩落崖の直下にすべつたブロックが残っている例もないわけではない（この地域に近い例では、雨畑川の稲又谷右俣のくずれなどでみられる）。

### (3) 山くずれ

くり返すが、ここで山くずれと呼ぶ崩壊現象は、崩壊面積も

深度も小さい、したがつて比較的少量の物質の急速な移動現象である。地すべり性崩壊に近い規模のものももちろんあるが、面積は1 ha以内、多くは0.01~0.1 haのオーダーで、すべり面の深さも1 mどまりのものである。

例示すれば、1958年9月の狩野川台風で狩野川上流山地に発生した無数の山くずれ、あるいは1961年6月の集中豪雨で伊那谷小渋川流域に発生した崩壊のほとんどすべてはこのクラスに入る。

安倍川流域にも付図3.1にみるように、多くの山くずれが分布するが、これらは上の事例のようにある時期の豪雨に関係して集団的に発生したものであろうか。この点について1900~1962年間の静岡県災害誌をみると、この期間に何回か安倍川に水害のあったことが記されているが、山くずれの集団的発生にあたるような記録はみあたらない。最近になって、記事の詳しさが増すにつれ、

毎年の如く大河内村や梅が島村で土砂崩壊が記録されているが、いずれも個別的な発生ようである。このような点から考えると、安倍川流域山地に現存する山くずれば、最近に関する限り集団的に発生したものではなさそうである。

1965年9月16~17日に、天竜川中流部から安倍川上流部にかけて、24号台風による強い降雨があり、最近としてはかなり大きい災害をひき起した。図3.9は日雨量の分布図(9月16日, 17日)で、それにこの降雨によつて起つた山くずれの分布を記入した(県治山課資料)。山くずれの発生は密度からいえば狩野川台風の場合の比ではない。しかし、全般的にいえば、集中度の著しいのは、天竜川中流部の佐久間町から大井川中流の本川根町にかけてであつて、強雨の主軸とほぼ一致する。県治山課の調査では、山くずれば県内で89カ所、面積約26haにのぼつたという。しかし、このていどの山くずれの発生はこの地域ではそれほど稀ではないようである。日雨量の点でも、これらの山地域で200mmの降雨といえ、再現期間にして2~5年位の降雨である(静岡気象台報告)。ちなみに、安倍川の大河内では、50年雨量が370mm、100年雨量が450mm近くと推算されている。さらに上流の梅が島ではこれらの値はもつと大きくなると考えられる。

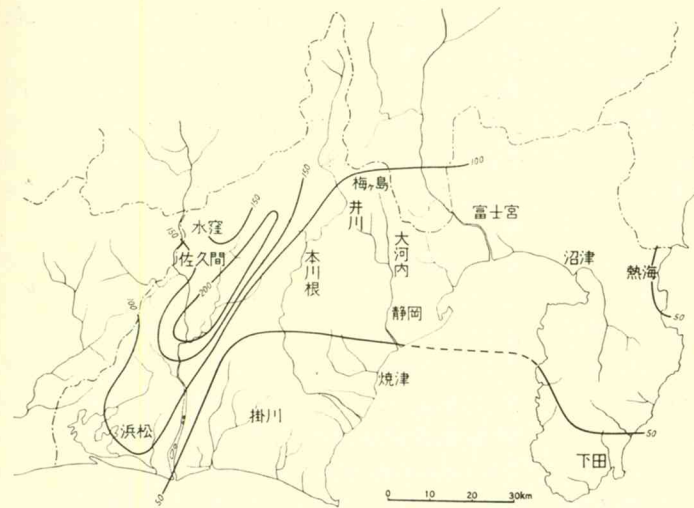


図3.9(1) 1965年24号台風時の日降水量分布 (1965.9.16)

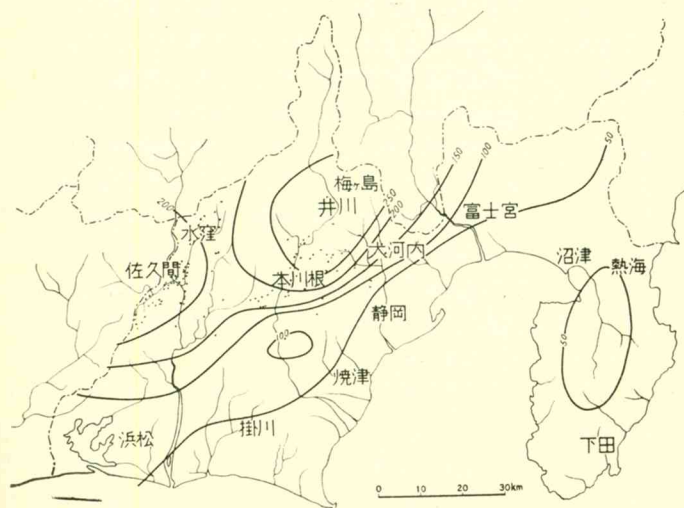


図3.9(2) 1965年24号台風時の日降水量分布 (1965.9.17) およびこのときに発生した崩壊地分布

なお、山くずれの発生が降雨量のうちでも日雨量とよい相関を示すと考えられるので、参考事例をつけ加えておこう。1961年6月の伊那谷災害を招いた降雨の最大日雨量は小渋川の鹿塩で262.5mm、市田で350.6mmであつた。これらの値は安倍川上流における10~15年日雨量にしかあたらぬ。それにもかかわらず山くずれの異常発生をみたのは、このような強度の降雨は伊那地方としては再現期間100年位のきわめて稀な強雨であつたからであろう。

山くずれの発生が降雨の強さにほぼ比例するという一般論はこの例からみても非現実的である。山くずれの発生には地形・地質条件が関係することはもちろんであるが、それらは独立に重要な要因となるものではなくて、地域地域の降雨特

性とからみ合つて関係するものと思われる。極端な例をあげると、年間の最大日雨量がふつう100mmでいどの北海道では、200mm/日も降ると山くずれが集団発生し、ひどい水害に見舞われる。これに対して豪雨の多い四国南部や南九州、屋久島などでは年間の最大日雨量はふつう400~500mmにも達しているのだから、山地斜面の抵抗性が強くなっているのか、500mm/日の雨が降つてもあまり山くずれは発生しないのである。

安倍川上流域は、上にのべたように、日本の山地の中でもかなり降雨の強い地域の一つである。山くずれの集団発生があまり経験されていないのは、地形・地質条件が決してよいのではなくて、しばしば強雨があるので、極端に崩れ易い部分は流乏しているためとも考えられる。

以上、この項では山くずれの発生条件として、豪雨という誘因のみを強調したが、それは巨大崩壊や地すべり性崩壊がもつばら深い岩層の中の条件に関するものに比べて、山くずれをもたらすものが地表に近い中間水的作用であるというところに由来する。したがつてあまり深い基岩の条件とは関係しないと考えられ、微地形の差による風化物質の性質、厚さ、植被の状態などの素因によつて発生位置がきまるものと考えられる。安倍川流域にみられる山くずれは、付図3.1で知られるように、ほぼ全域に分布するが、詳しくみると小溪流の谷頭部に多く、しかもその頭は傾斜の変換点にあることが多い。

#### (4) 地すべり

安倍川流域には現在緩徐なすべりを起している箇所は2、3カ所のみで、天竜川流域などに比べれば少ない。それは、すでにのべたように、安倍川上流山地が大起伏で急傾斜部が多いので、地すべりを起す地質的水文的素質をもつていても、急速な物質移動、すなわち地すべり性崩壊の形をとるからである。ところが、流域西南部の西河内川上流部や藁科川上流部の一部には、付図3.1にみるように、地すべり地形が散見される。現在経験される地すべりは主としてこれらの地すべり地形の中で起つている。

地すべり地に指定されているのは、大川村崩野、玉川村横沢、井川村口坂本の3カ所であつて、それぞれ異なつた特徴をもつている。そこでこれらについてごく簡単に、実状、要因などを記すことにする。

**崩野** 藁科川の上流、智者山の麓のこの部落周辺には、背後に急斜面をもち、その前面に谷によつて刻まれた緩斜面のあるいわゆる地すべり地形が多くみられる。崩野ではこの緩斜面の崖端に近い部分がすべり出しており、斜面に雁行した小崖が走つている。動きの速度は観測されていないが、聞きとりでは50年間に緩斜面の一部

が10cmも沈下したという。

この付近は三倉層の粘板岩からなつているが、部落内のボーリングでは基岩の上に10~20m余りの崩積性堆積物がのつている。すべり出しているのはこの部分のようで、したがつて二次的な地すべりと考えられる。すべりを誘発させる条件の一つは、部落内に豊富に湧出する地下水と思われるが、その他に谷に面した部分が崩壊を起していることによつて不安定化が促進されていることもある。

崩野以外に大間、檜尾、登尾、八草、平ノ尾、蛇塚、峰山などの部落をのせる緩斜面は地すべり地形と考えられ、現在は安定しているが将来ふたたびすべり出す危険性をもつところといえる。

**横沢** 昭和29~30年の井川林道開削のとき、玉川村横沢の西北約3km付近の林道沿いの斜面が緩慢な地すべりを起した。その範囲は広くはなく、ごく一部である。その後防止工事が行なわれ、最近ではほとんど異常を認めなくなつている。

この部分は、地すべり性崩壊の項でのべた著しい破碎帯がちょうど通るところである。風化して粘土化した蛇紋岩の岩脈も露出しており、すべりの危険性を多分にもつている。しかし、風化物の厚さは数メートルにすぎず、斜面のところどころには岩盤が露出しているのだから、林道沿いや溪岸で地すべりや崩壊がおこつたとしても小規模であつたと思われる。なお、林道開削当時の地すべりは、基岩中にすべり面をもつものではなく、風化物質の移動と考えられる。

この事例は、破碎帯の山地斜面に新しく道路などを開削するときには、斜面の保全に充分注意する必要があることを教えている。

**口坂本** 井川村口坂本の西方には、付図3.1にも示されたように、非常に規模の大きい地すべり地形がある。この中の地すべりブロックと思われるやや緩傾斜の斜面に刻み込まれた沢の一つで、最近、地すべりの結果、堰堤が破壊されるという事態が起つた。この沢は最近下刻が相当急速にすすんでいるようで、1965年9月の24号台風の豪雨の際にも多量の土石が口坂本部落付近まで押し出した。地すべりの誘因はどうかこの沢の激しい下刻にあるように思える。

大きな地すべり地形がいつごろどのような運動でできたかははつきりしないが、この部分は、破碎帯の一部にあたるので、今後同じような規模の地すべりまたは地すべり性崩壊の起ることが心配される。また現在の地すべりはまだ小規模なものではあるが、沢の侵蝕がすすんで、ひろい山腹の岩屑層が全般的に不安定になつた場合には

より大規模の地すべりが起る危険性があるといえよう。

安倍川流域の中でこれらの地すべり分布地域は、緩斜面が多くまた土壌も比較的豊沃であるので、高度の土地利用がすすむ。しかし、人為的な働きかけ如何によつては、地すべり地形の部分や岩石の破碎の著しいところで二次的なすべりを招くおそれが多分にある。地形・地質などの自然条件を充分考慮しておくことが望まれる。

## 5. 安倍川上流部の河床変化

### (1) 大谷崩土石流による埋積以後の約 260 年間の河床変化

前章で安倍川上流部の谷の埋積に関してのべたことは、1) 大谷崩の形成が16, 7世紀に何回か大崩壊がくり返されて行なわれたこと、2) その最後の著しい土石流の流下と谷の埋積は1702年と推定されること、3) この土石流の堆積面は現在の新田部落ののる高位段丘面であること、などである。

上流部の河床が土石流の堆積によりはなはだしく上昇したことは地形から容易に推定できる。埋積の深さが各地点でどの位かは、70mにも達する現在までの洗掘によつてもまだ旧河床物質は露出するにいたっていないので、具体的には確認されないが、図 3.5 から判断する限り、新田、赤水付近では 100 m を越すものと考えられる。またそれより下流の金山堰堤において起工時に行なつたボーリングの結果では、流心付近の砂礫の厚さは 27.9 m であつた。土石流の埋積による河床縦断形の変化が、増傾斜的に行なわれたことはまちがいない。

大谷崩土石流がどこまで達したかは興味深いものだが、河床堆積物の調査からは確言できない。史料では少なくとも大河内村平野で著しい河床上昇がみられたという。上流部における土石流堆積物の特徴から推して、下流にいくほど洪水流堆積物とかわり、さらに高次の流下一堆積過程をへて、下流平野部にまで達したものと思われる。

さて、土石流の埋積が1702年に行なわれたと考えるならば、その後 250 年余りのうちに現状にまで侵蝕がすすんだわけであるが、その過程を詳しく追求するには、上流部の土石流段丘地形がもつともよい手がかりを与えてくれる。

土石流堆積面（高位段丘面）を開析する谷の中には、図 3.4 に示したように、数段の低い段丘（低位段丘群と呼ぶ）が分布する。これらの構造を高位段丘に接した露頭で観察すると、土石流堆積物の層理は低位段丘の内部にまで連続し、低位段丘面の新しい砂礫層は 0.5 ~ 5 m とかなり薄く、明らかに侵蝕段丘である（図 3.5）。すな

わち、高位段丘面をつくつた土石流の後にはもつぱら洗掘が行なわれ、新たな多量の土石の流下はあまりなかつたことを示す。

低位段丘の分布をみると、かなり断片的でしかも縦横断方向の配列も不揃いで、それらを系統化するのは無理である（図 3.4, 6）。したがつて、これらの段丘面はある時期に長期にわたり河床の安定があつたことを物語るものではなくて、ほとんど連続的な下刻の過程で大洪水の度毎の曲流の移動によつて生じたものである。

ところで、これらの低位段丘面は、いうまでもなく、かつての河床の位置を示すものである。そこで、ある段丘面が河床の状態であつた時代がわかれば、土石流埋積面を刻んだ谷の下刻のすすみ方、速度が明らかとなる。古い記録で充分信用できるものは少ないが、この目的のために役立つ一つの段丘がある。新田部落の数人の古老の一致した話によると、赤水滝の下、下河原の海拔 650 ~ 660 m の段丘面（現河床からの比高が 25 m、図 3.3 の b 地点）、および赤水部落ののる低位段丘面は、ともに明治 20 年代に河床であつたという。この段丘の表面には新鮮な巨礫が点在して、疎らな植生はあるが、かつての流路のおもかけを明瞭に残している。ところでこの段丘は、その段丘堆積物に一つの特徴があつて、上流から下流までよく追うことができる。それはこの段丘とそれ以下の低い段丘堆積物には、それより高い段丘の堆積物にはみあたらない緑色礫が入る点である。この緑色礫は蛇紋岩、輝緑凝灰岩などからなり、その供給源は西日影沢、蓬沢に露出する塩基性火成岩脈（蛇紋岩）と輝緑凝灰岩層である。この礫がある時期を境にして大谷川に流入するようになったのは、西日影沢、蓬沢などの合流点に生じた堰止湖のために一時下流への流下が途絶え、湖が消滅したあとにふたたび多量に流出し始めたことを物語るものと思われる。

ところで、上にのべた明治 20 年代の段丘面は上記のような特色があるのみでなく、土石流堆積面開析の過程においても、以下にのべるように一つの時期を画するものであつた。そこで、この面以下の段丘面をすべて低位面 II とし、それ以上の面を低位面 I として区別することにする（図 3.4）。

図 3.6 にみるように、現河床には基岩を刻む著しい遷急点（赤水滝）が開析谷の中ほどにある。前にのべた明治 20 年代の河床といわれる、赤水部落と下河原の低位面 II は、赤水滝よりも高い位置にあり、しかもその間には何の落差もなくつづく。すなわち、赤水滝はこの低位面が刻まれる過程で生じたことになる。新田の古老依田氏の話によると、16, 7 才の頃（明治 20 年代）に大水のあ

と滝が生じ、さらにその後成長をつづけ、とくに最近（昭和10年代）になって下部の滝が作られたという。滝が漸次成長していったということは、現在滝下の地形から明らかに知ることができる。なぜこの位置に滝が出来たかといえば、土石流堆積面を水流が刻んでいくうちに、流れは蛇行して右岸側により、土石流堆積物の下に伏設していた基岩からなる元の尾根の先端（山嘴）を刻むようになったのである。流路の側壁が砂礫であるならば側侵蝕がはたらいて流心は容易に移動できるのであるが、固い岩盤が兩岸にでてしまうと、もはや流れの位置は固定されてそこだけ刻むようになる。もとの山嘴の直下流は侵蝕され易い砂礫層からなっているのでそこに落差がつき、このような遷急点ができあがったのである。落差の増加にともなう生じた射流は曲流の切断を行ない、右岸の段丘足下を極度に侵蝕して現在みるような流路の直線化を許したことは滝下の左岸側にショート・カットされた低位段丘面が何段も発達しているのでよくわかる。最近の河床変動の資料（図3.10）によれば、現在もなお滝の直下の下刻は活発に行なわれていることが明らかである。昭和14年～30年の16年間に8.5m、その後昭和40年までの10年間にさらに4.2m河床低下をみている。その速度はこの期間平均して約0.5m/yearで、この速さで過去にさかのぼれば、滝の形成がだいたい1890年（明治20年代）ごろに始まったと推定される。前記の古老の話とよく辻褄が合うようである。

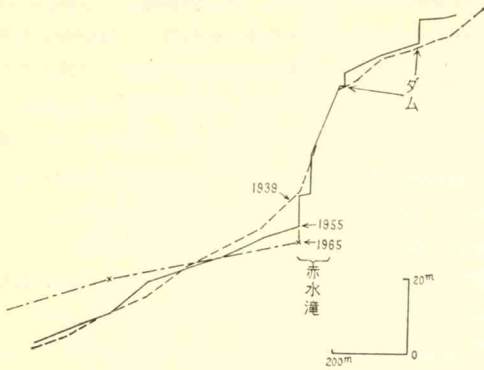


図3.10 赤水滝付近の河床変動（最低河床高）

最近の河床変化は砂防堰堤の築造に影響をうけるところが大きいですが、自然のままに放置された場合、大谷崩から7ないし8kmの区間（回春谷）の河床変化は遷急点の直下でもつとも大きいということが出来る。今後ここでは落差がさらに増すと同時に滝の傾斜の減少、すなわち遷急点の後退がつづくと考えられる。いま赤水滝では流水は砂岩からなる比較的堅い岩盤を刻んでいるが、互層

をなす頁岩の部分に達したときには、かなり急速に滝の減傾斜の後退が行なわれるであろう。かつての滝が失なわれてしまつて今はただ狭窄部となつている部分は、各所にみられるからである（図3.6の中で示した基盤岩が露出する部分）。また梅が島村内で、河床を宅地化または耕地化するために基盤岩の山脚などを人工的に開削して流路を変えた例が、関之沢、三郷沢にみられるが、基盤岩が侵蝕され易いのと川の傾斜が増したために、どの場合も数10年間に数メートルも深く刻まれている。

これまでの議論は、高位段丘面形成以後の河床低下の経過を、旧河床の残片である低位段丘面から知るために、その基礎として低位面Ⅱのもつとも高い面の時代を推定すること、および下刻の過程における著しいエピソードである赤水滝の形成についてであつた。そこで、これらによつて、回春谷の全域にわたる河床低下の状況をのべることにしよう。

すでにのべたように、河床の低下量は赤水滝の形成を境にして、位置的にもまた時間的にも異なつてくる。位置の上からは、ここで対象とする約7kmの区間を、大谷崩～蓬沢合流点、蓬沢合流点～赤水滝、および赤水滝～孫佐島に3分し、時間的には赤水滝形成直前の低位面Ⅱの形成期を境としてその前後に2分する。図3.11は高位面から低位面Ⅱおよび現河床までの比高の分布図であり、これによつて河床低下の様子を知ることができる。

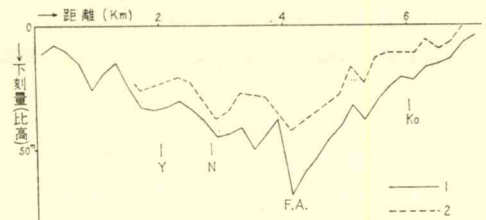


図3.11 高位段丘面から低位段丘Ⅱおよび現河床までの比高の分布

- Y : 蓬沢合流点, N : 西日影沢合流点,
- F.A. : 赤水滝, Ko : 紺屋谷合流点,
- 1 : 高位段丘の現河床までの比高（約260年間の河床低下量）,
- 2 : 低位段丘Ⅱまでの比高（約190年間の河床低下量）

まず、大谷崩～蓬沢合流点では、低位面Ⅱの堆積物を特色づける緑色礫も流入しない位置にあり、しかも低位段丘Ⅱの連続性も悪いので、時間的にわけて河床低下量を論ずることはできない。高位面形成時から現在までの下刻量は5～30mで、上流ほど減少する。海拔1,030m付近から上流では急に比高が減るが、この遷急点はrock-controlによるもので、この位置に現在砂防堰堤が作られてある。

つぎの蓬沢合流点～赤水滝では、高位面形成期～低位

面Ⅱ形成期の下刻量は比高で25~35m、それ以後の現河床面までは約10mである。いずれも上流側で漸減するが、不連続な点は認められない。

一方、赤水滝~孫佐島では、高位面形成期~低位面形成期の低下量は下河原で40m近くに達するが、大野木で10m、孫佐島~大ザレでは5mと下流に行くに従って急減する。これに対してその後の下刻量は下河原の赤水滝直下で25mに達し、大野木、孫佐島ではなお15~11mの値を保っている。より短期間であるにもかかわらずそれ以前よりも下刻量は大きい。

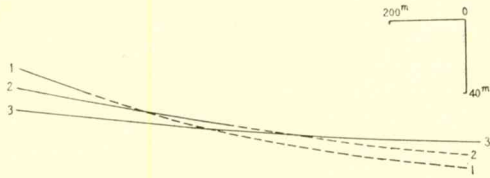


図3.12 孫佐島付近の段丘面交叉

1: 高位段丘面, 2: 低位段丘面, 3: 現河床

低位面Ⅱが現河床と一致するのは、孫佐島の約600m下流においてである。この付近の段丘面と河床面との縦断面形を示すと図3.12のようになる。高位面と低位面Ⅱとの交叉点は低位面形成期の侵蝕域と堆積域の境界を示し、低位面Ⅱと現河床面との交叉点は現在のその境界の位置を示す。後者は前者の約500m下流に位置し、明らかに侵蝕は下流側へ波及している。

以上を要約すれば、約200年間と考えられる高位面形成~低位面Ⅱの形成開始の時期には、河床低下量は中流部の大島~下河原において最大で25~40m（低下速度：0.1~0.2m/year）に達し、その上流および下流側ではそれぞれ水量の不足と傾斜の減少の影響をうけて値が小さくなる。しかも、この期間には河床低下が不連続的に変化していないので遷急点の著しいものは作られなかつたようである。次に、およそ60~70年間と考えられる低位面Ⅱ形成初期~現在の期間では、赤水滝より上流では以前と同様な傾向をもつて下刻がひきつづく（10m、低下速度：0.15m/year）が、それより下流部では赤水滝の直下で激しい洗掘が行なわれて急速に河床は低減した（10~25m、低下速度：0.15~0.5m/year）。

孫佐島の、低位面Ⅱと現河床面とが交叉する部分より下流では、低下という形の河床変化はあらわれない。土石流堆積物の開析によつて生産された土石が、下流側では土石流堆積物の上のつて、河床を高めたのである。その量が場所ごとにいくらにのぼるかは明らかではない。

## (2) 段丘地形から推算された侵蝕量

前項では大谷崩土石流埋積以後の地形変化を河床面の上下変動、つまり河床変化として記したが、それでは容

積変化としてはどの位の値になるであろうか。回春谷から流下した容積の総量は、安倍川上流部の流出砂礫の量を推定する上でかなり参考になるものと思われる。

まず最初に、安倍川上流河谷を埋めつくした土石流堆積物の全容積を求めよう。この推算については、前述のように土石流堆積物の厚さがはつきりおさえられていないので、きわめて粗略な見積りしか可能でない。したがってあまり細かい計測方法をとつても無意味に近くなる。だいたいのオーダーだけを知ればよい。土石流堆積物の堆積地域を一応、流抜1,150m~480mの範囲とし、この面積をプランメーターで計測すると、 $2.57 \times 10^6 \text{ m}^2$ となる。それに、露頭観察、河床のボーリング資料や谷の横断面形などから平均の堆積物の厚さを50mと推定して推算すると、 $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ となる。分布範囲はもつと下流にまで及んでいる筈だし、堆積物の厚さも50mといえは最小の見積り値と考えられるので、この値は真の値よりも小さいものと予想される。

次に土石流埋積後現在までの間に侵蝕の若返りによつて下流へ流去した値であるが、これは、高位段丘面がかなりよく残っているため比較的容易に侵蝕開始前の地形を復元できるので、これと現在の地形との差を求めた。使用した地形図は実測による5千分の1の図である。開析谷の中心線を設定して、それに沿つて200mおきに横断面をとり、高位面を内挿して原地形面を推定し、それ以下の河積を計つてそれに距離をかけて累積した。その結果、 $3.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ という値がえられた。

この総侵蝕量を、侵蝕に要した年数約260年でわつてみると1年に平均して $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ だけ、この区間から下流に運び出されていたことになる。もちろんこの値はそのまま安倍川上流部の土石流出量となるものではない。大谷川以外の多くの支流や大谷崩の斜面からも土石は流下し、これに加わるからである。

## (3) 河床低下の条件

ここでなぜ土石流によつて埋められた河床が深く刻まれたかについて考察しておこう。

土石流堆積面が段丘化したことは、河床の大埋積という新しい条件の下で、流水の侵蝕力が河床の抵抗力を上回つたことに他ならない。

侵蝕力を増大させた条件とは、ここでは第一に大土石流の流下以後に、大谷崩からの土石の供給量が減少したことである。最近の出水時の河床変化の様子からみると、この区間では土石の流送が相当急速に行なわれるようである。このような環境では上流からの土石供給の多少が河床変化の直接的な因子となるからである。

また第二に上述の水流中の荷重の減少とさらに大土石

流の埋積によつて河床勾配が著大になつたことは、ともに流速の増大をまねき、下刻に対する有力な条件となる。なお、この場合、侵蝕力の増大にマイナスとなる礫層中への水の浸透による流量の減少は、平時においては著しいけれども、砂礫の運搬が主に行なわれる出水時には、流速の増大の割合に対して無視することができると思われる。

一般的に考えられる河床低下の条件は上記のとおりであるが、それらに正当なウェイトを与えて評価するのは難しい。おそらく、実際に行なわれた河床低下は、大土石流の埋積直後に急速にすすんだものと想像される。大崩壊の直後は副次的な崩壊が相次いで起ることが多いので、それらにともなつて相対的には土石の含量の少ない土石流が出たことであろう。このような土石流が著しく河床を刻むことは、荒れ川ではしばしば経験される現象である。

#### (4) 最近の河床変化

以上にのべたように、安倍川上流部の、土石流に深く埋積された部分では260年余にわたつてかなり激しい河床低下がつづけられてきた。自然の営力のままに放置されているならば、大局的にみてこのような河床低下は近い将来もひきつづくものと考えられる。しかし、10数年

前から砂防堰堤や床固めがいくつか設けられて、この河床の動きは著しく制約されるようになった。ここで、河床の最近の動きを、建設省静岡工事事務所の測量資料によつて調べてみよう。

なお、建設省が施工した安倍川の砂防ダムは表3.4の4つである。

表3.4 安倍川上流部の砂防堰堤

	河口からの位置	高さ	竣工	計画貯砂量
大河内堰堤	34.0km	17m	1951. 3.	$9.3 \times 10^3 \text{ m}^3$
金山堰堤	41.8	17	1956. 1.	3.4
孫佐島堰堤	44.6	18	1959. 12. (12mで一時的1957)	4.0
新田堰堤	54.5	15	1958. 10.	1.6

この他に、かなり古くから旧内務省の施工によるものが大谷川沿いに多数あり、また県、農林省関係のものも支流に多数ある。いずれも低堰堤、床固であり、貯砂能力からいえば、これらすべてを合わせても30万 $\text{m}^3$  程度という。

ところで、河床の横断測量の資料は、大河内堰堤より上流部については細かな議論が可能ほどそろつてはいない。ここで提示する資料は次のとおりである。(1)1939年を基準とした1955年の最低河床変動量 (これは測線の

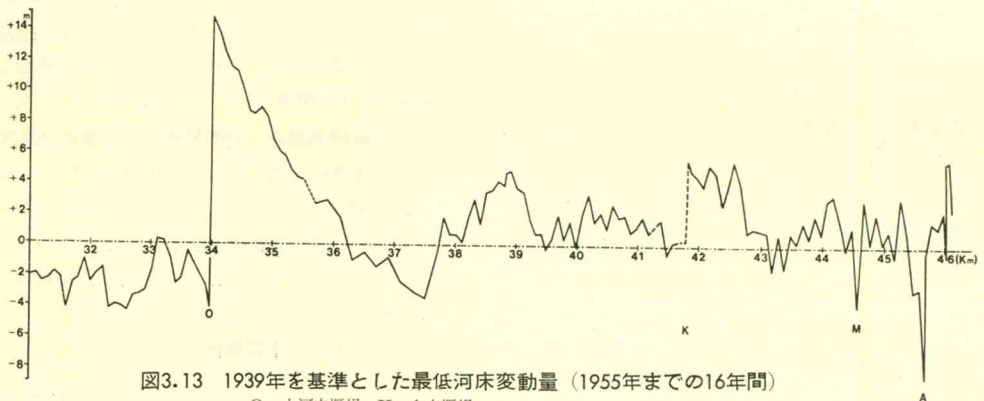


図3.13 1939年を基準とした最低河床変動量 (1955年までの16年間)

O: 大河内堰堤, K: 金山堰堤,  
M: 孫佐島堰堤, A: 赤水滝

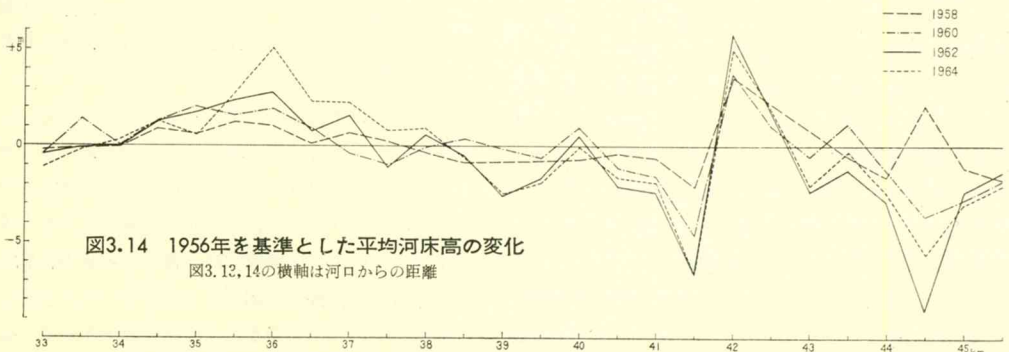


図3.14 1956年を基準とした平均河床高の変化

図3.12, 14の横軸は河口からの距離



間かくが100 mと短かいので河床のかなり細かい動きがわかる(図3.13)。(2)1956年を基準とした平均河床変動量(測線の間かくが500 mなので、(1)に比して粗い。また測線の位置が(1)と合っていないので(1)に加えることが無理である)(図3.14)。(3)各堰堤上流の堆砂量の変化(図3.15)。

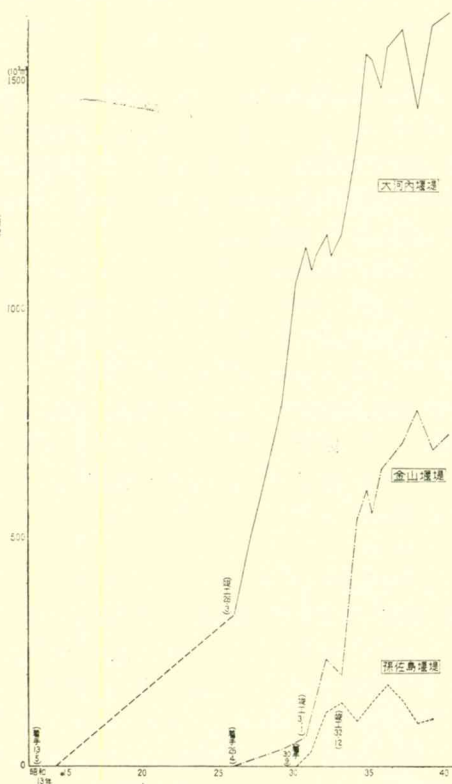


図3.15 各堰堤の堆砂量の変化

まず、図3.13について特徴を検討しよう。

大河内堰堤より下流では著しい洗掘が行なわれている。この影響は堰堤の下流3 km以遠にまで及ぶ。現地で見ると旧河床は刻まれて段丘化している。下村以南、中平、平野付近でも河床が低下している状況が観察されるが、これもこの堰堤の影響かもしれない。下刻量は最大4 mに及ぶ。なお、下刻は1955年以降減少している。

大河内堰堤より上流では、大谷川合流点まで全体として上昇気味である。もつとも著しいのはいうまでもなく堰堤の直上流で、約2.2 kmまで及ぶ。それより上流1.5 kmの間は平均2 mの低下区間となつている。入島の下流の狭窄部で元来洗掘の傾向にあつたところである。

その上流の約5 kmの区間は河床は上昇の傾向(平均2 m弱)にある。1955年にはまだ金山堰堤の下流側の洗掘はあらわれていない。その後は著しく影響をうけ、低

下する状況は図3.14からわかる。

金山堰堤より上流0.9 kmまでは平均4.5 mの上昇を示す。これは工事中の金山堰堤による。これより赤水滝の手前まではところどころに低下を示す部分があるが1~2 m上昇しているところが多い。孫佐島堰堤の箇所は3.8 mの低下を示す。これはこの部分が基岩の露出した小遷急点からなり、早瀬の洗掘がつづいていたためと思われる。赤水滝直下の著しい洗掘についてはすでに詳しくのべた。

全体としてみると、堰堤の影響のないところでは、この16年間の積算した河床変動量が、低下にしろ、上昇にしろ5 mを越すところはなく(赤水滝直下を除いて)、平均して2 m前後の値である。また河床低下か上昇かは川幅や河床、勾配の急変点と密接な関係をもつようである。なお、大谷川についての河床横断測量は反覆して行なわれていない。

次に図3.14について1956年以降の河床変動をみよう。

大河内堰堤下流の洗掘はどうやら落ちついてきた。堰堤の上流側の堆砂も速度がややにぶつたからである。上流側では河床の上昇は前の時期よりより上流にまでみられる。とくに堰堤の上流2~4 kmで盛んで、しかも最近になるほど上流側での上昇が著しい。これは堰堤の堆砂にともない、堆砂の上端部に傾斜の遷緩点が生ずるためと思われる。大河内堰堤の堆砂はすでに1955年に計画貯砂量を突破し、現在は200%近くに達している。すなわち計画貯砂勾配よりも河床勾配は急になつていのである。堆砂による河床上昇は徐々に上流へ移つていつたが、それと同時に河床上昇が急速な部分のすぐ上流にある低下部(図3.13の37 km地点付近)も上流に移つていくようで、図3.14では39 km地点付近が低下している。この部分は前の段階では上昇傾向であつたところである。

金山堰堤の下流1.5 km付近まではおおむね年をおうごとに河床が低下している。堰堤直下でもつとも著しく、1958年から低下し始め、1965年までに6.8 mも低下している。1964~1965年はほとんど変化がないので、ようやく安定したように思われる。この堰堤下流部の洗掘は、上流部の堆砂の進行と歩調を合わせている。

金山堰堤の堆砂範囲は、上流約1 kmの区間で、大河内堰堤におけるよりはるかに短かい。勾配が急であることがその主因である。

孫佐島堰堤の下流側500 mは洗掘の傾向にあるが、堰堤直下は堰堤の完成後1962年までに8.5 mも下つたのが1963年に急上昇して堰堤建設前より高くなり、その後ふたたび低下しているなど複雑な動き方をしている。一般

に堰堤の下流の河床の動きは上流側の動きに比して複雑で、洗掘が行なわれる一方、堆積のすすむ時もあるようである。堰堤の水通しの状態、のり越えてくる土石の量などに関係するものであろうか。

孫佐島堰堤より上流0.5 km地点では堰堤による河床上昇はみられない。河床が急勾配なので堆砂範囲が短いのであるが、この堰堤では、後述のように計画貯砂量以下で満砂の状態になつてしまつた。すなわち推定された勾配よりも緩勾配で落ち着いてしまつたのである。河床砂礫の粒度分布と関係をもつ可能性がある。

最後に、現在の河床変化にもつとも大きな影響を与えている各堰堤について、その堆砂量の変化について考察する(図3.15)。

堆砂速度が、堰堤完成直後の数年間にもつとも早く、次第におそくなる傾向は一般に認められ、しかも貯砂能力の大きい堰堤ほど、初期の急速な堆砂の時期は長い。これはきわめて常識的であるが、細かくみると、堆砂速度の一時にぶる時期のあつたことが大河内、金山両堰堤でみられる。これはどのように説明したらよいであろうか。試みに毎年の豪雨の記録を拾つて、堆砂速度の曲線に関連させてみると、かなりよく合う。

すなわち1952年から、1954年までは毎年1~2回日雨量300mmでいどの豪雨があつたが、'55~'57年には最大200mm/日の降雨がみられたにすぎない。水位の記録をみても、この3年間は前後の年に比べて最高水位が低い。ところが、1958年以降は年1~2回300mm/日をこす豪雨があり、とくに1958年8月25日には梅が島で421mm、'59年9月14日には同じく梅が島で470mmの記録的豪雨があつた。

両堰堤における堆砂速度の変化は上記の豪雨の有無とほぼ一致しており、豪雨時に堆砂が一気にすすむことが暗示される。'60年以降では両堰堤とも計画貯砂量をこえてほぼ埋積しつくされたと考えられるのであまり急速に堆砂が進行しないのであろう。

## 6. むすび

本章でのべたことがらは次のように要約される。

1. 安倍川流域の山地崩壊は、その規模、成因、運動のタイプなどを基準にして、巨大崩壊、地すべり性崩壊、山くずれの3つに分けられる。

2. このうち、大谷崩と呼ばれる巨大崩壊は、今からおよそ260年前に発生し、斜面を著しく後退させ、多量の土石を河谷に供給して谷を埋積した。その後現在にいたるまで、大谷崩はなお小崩壊をくり返して土石を流下させているが、次第にその量は減少してきた。一方、こ

の崩壊地にひきつづく土石流の埋積谷では、洗掘作用が急速にすすみ、かつての崩壊堆積物は次第に下流へ運び出された。今日、安倍川は砂礫移動のはげしい荒れ川として著明であるが、その源は最上流部にあるこの巨大崩壊とそれにとまなう急速な侵蝕にあるといつて過言ではない。上流部の河谷に発達する河岸段丘は河川荒廃を端的に表現するもので、その急速な侵蝕はあまり例をみないものである。

3. 大谷崩の素因は、主としてわれ目が多く、しかも粘土質物質を多量に含む岩石的~構造的な条件にある。誘因は確かではないが、大谷崩に発した大土石流がその堆積相から推して水量の多い流れであつたらしいので、豪雨に関係をもつ可能性が強い。

4. 地すべり性崩壊地は各地に分布する。とくに流域西部を南北走る破砕帯にそうものが、規模も大きく、多量の物質を溪流に流下させている。いずれも大起伏の地形条件と高位平坦面に発達する厚い岩屑層、クラックの多い破砕性の基岩などの条件に関係して発生したものである。一方、同様の地質条件下にあるが、地形的には中~小の起伏の地域、たとえば粟科川流域などでは、地すべり地形がみられ、げんに緩徐なすべりを示しているところがある。

5. 「山くずれ」のオーダーのmass-movementsは、安倍川流域では河川の荒廃を導く主要な要素ではない。しかし、豪雨の度毎に、斜面をおおう風化岩屑層や崖錐などの上に類発して、人家、道路、耕地、森林などに被害を与えている。

6. 諸崩壊のうち、発生の頻度という点からは、山くずれがもつとも大きいのが、地すべり性崩壊、巨大崩壊はいつたん発生すると莫大な被害を与え、しかも長時間にわたつてその影響が尾を引く。安倍川流域の地形地質条件はこれらの諸崩壊の発生に都合のよい性質をそなえているので、崩壊そのものの発生は予防しえないとしても、適切な予防的溪流工事を行ない、また合理的土地利用をすすめるなどして、はげしい侵蝕、運搬作用を調節し、被害を最小限にいとめる必要がある。このためにも、崩壊現象の予知、予測が充分考究されなければならない。

7. 安倍川上流部の河床変動は、砂防工事が行なわれる前には、大谷崩に由来するぼう大な堆積土石をもつばら洗掘する方向に動いてきたが、大河内堰堤を始めとして多くの砂防堰堤が作られるに及んで、それらに大きく規制されるようになった。河床変化は新しい条件に遭遇したといえる。しかし、河床の動きは複雑で、土石移動の調節効果を十分に発揮しているとはいえない堰堤もある。また、このような荒廃河川では、ときに異常に大規

模な土石流が発生して既存の構造物が破壊されたり、はげしい洗掘、堆積がみられるという思わぬ事態が生じることがある。したがって十分に土石流出および河床変化のメカニズムを把握する必要がある。

(町田洋・内藤博夫)

### 参 考 文 献

静岡大学地学教室 (1956) : 静岡県地質図 (20万分の1) および説明書

地質調査所 (1957) : 50万分の1地質図「東京」

静岡地方気象台 (1963) : 静岡県気象災害史 (1900~1962)

小出 博 (1955) : 日本の地回り

中村慶三郎 (1955) : 崩災と国土

Horton, R.E. (1945) : Erosional development of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology : Geol. Soc. Amer., Bull. v. 56

町田 洋 (1959) : 安倍川上流部の堆積段丘——荒廃山地にみられる急速な地形変化の一例, 地理評, 32, 10

—— (1962) : 荒廃河川における侵蝕過程, 地理評, 35, 4

—— (1964) : 姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響, 地理評, 37, 9

山口伊佐夫 (1963) : 砂防工学における水文資料の意義, 新砂防, 16, 1



## 第4章 安倍川中・下流部の河床変動と砂利採取

### 1. 安倍川中・下流部の概況

本章では大河内ダム以下の安倍川中、下流部の河床変動と砂利採取について検討するが、ここで中流部と呼ぶのは大河内ダム（河口からの距離34km、高度290m）から牛妻部落（同17km、100m）までの17km間であり、下流部と呼ぶのは牛妻部落から河口までの間を指すものである。安倍川はいわゆる東海型の急流性荒れ川の典型であり、中流部の平均勾配は11%、下流部では6%、河口から4km地点の安倍川橋以下でも4%の大きさを示している。

安倍川は中流部では未だ深い峡谷をなして南流しており、この峡谷の深さを山頂から測れば右岸で700~800m、左岸では実に1,200mに達する。安倍川水系第二の

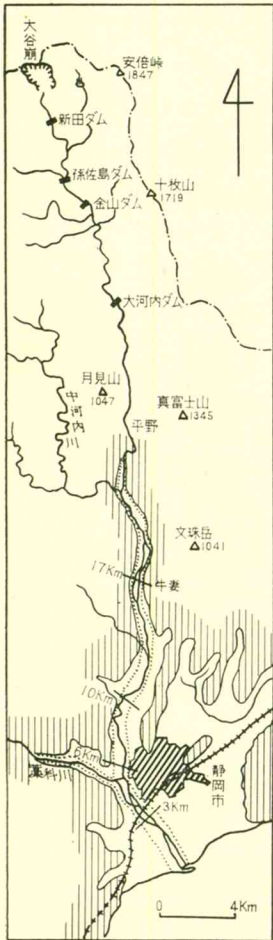


図4.1 安倍川流域概略図

支流、中河内川は、河口から22kmの地点で本流に合するが、本流の河床はこの合流点より少し上流付近から幅を広めて400~500m程度となる。中流部と下流部の境界にあたる松野、牛妻部落付近には右岸に河岸段丘の発達があり、ことに松野では高度150mと180mに2段ほどあつて、高位のそれは茶畑に利用され、低位のそれには集落が立地している。なおこの付近以外の中、下流域では段丘は極めて断片的にしか存在しないが、中流部ではその限られた平坦面がわずかに集落の立地を許している。

下流部は薬科川（流程33.5km、安倍川水系最大の支流）の流入地点（河口から5.5km地点）をもつてそれより上流と下流に分けられる。上流側は川幅ほぼ600mで、左岸

側には「ミ」の字型の堤防が雁行し、静岡市上水道、静岡用水、静清工業用水の水源地と数多くの農業用水取水口が分布する。なお右岸側に位置する幾つかの部落は、河道に並行した縦断道路がないため、洪水時に横断橋が破壊されるとたちまち陸の孤島と化する危険を孕んでいる。薬科川合流点以下の下流では、安倍川はそれ自身の形成した沖積平地内を流下し、川幅はもつとも狭い安倍川橋付近で約500m、広いところ（2.5km地点）で約800m、河口では970mになる。

### 2. 平均河床高からみた河床変動の実態

安倍川下流部の河床横断測量は、中部地方建設局静岡工事事務所の手によつて、1929（昭和4）年以來定期的に行なわれている。ただし1954年以前の調査だけはかなり不規則的であり、それ以後1959年までは年1回、1960年以降はほぼ半年毎に行なわれている。横断測量地点は1957年以前には河口から1km間隔に合計18点、1960年以降は250m間隔に合計69点ほど設けられている。

上記の測量結果のうちここでは平均河床高の資料をもとに河床変動の実態を検討する。まず1929年以來の平均河床高の経年変動状況を河口から1km毎のグラフにしてみると、図4.2のごとくなる。一般に安倍川下流部の河床は、1952ないし1954年ごろまではほぼ安定ないし若干の上昇を示していたが、それ以後急激に低下し始め、現在までの低下の総量はかなりの値に達している。これをさらに詳しくみると、1954年以降の著しい低下傾向の中にも1957年、1960年12月、1965年3月などに一時的な停滞ないし上昇をともなっている場合が多く、また各地点のグラフの形態にもなるの相違・ずれが認められる。まず河口から安倍川橋（4km地点）の間では、河床は1929~1952年の間ほとんど均衡を保っていたが、1952ないし1954年ごろから低下が始まっている。この低下開始期はそれより上流の地点に比べて幾分早い、その後必ずしも一様な傾向を示さずかなり烈しい変動をくり返している。つづく安倍川橋~狩野橋（10km）間では、1929~1957年の間均衡ないし若干の上昇を示していた河床が、1957、1958年ごろより急激に低下し始め、それ以後の低下量は下流部での最大値を示し、とくに6~8km（安西橋~伝馬町新田）間では実に1.8~2.4mに達している。なおこの区間でのごく最近の低下傾向はその最盛時に比べて幾分鈍化したようにみえる。つぎの狩野橋~牛妻間は前2区間とはいささか趣を異にしており、1957~1958

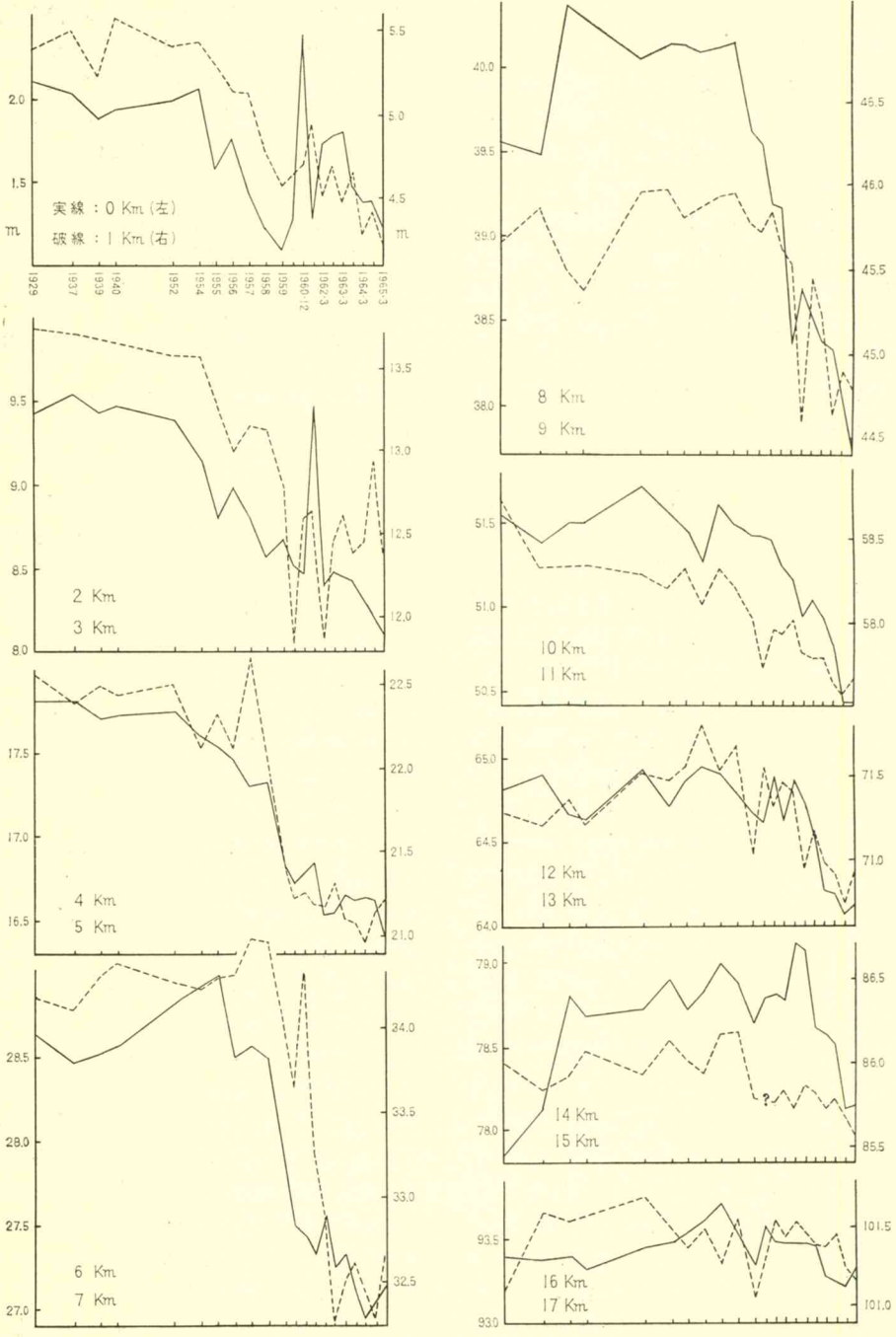


図4.2 安倍川下流部平均河床高経年変動図

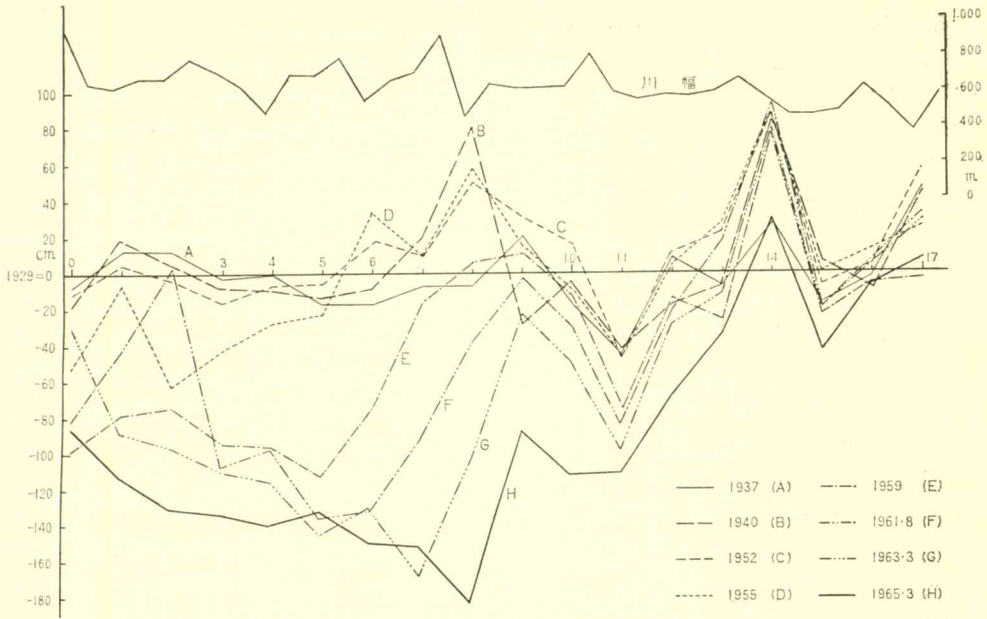


図 4.3 安倍川下流部平均河床高変動量図

表 4.1 安倍川下流部平均河床高変動量

測量地点	1965年3月	1952—1929	1965.3—1952	1965.3—1929	1965.3—1955/10
0 km	1,242m	12.4cm	73.8cm	86.2cm	3.3cm
1	4,240	3.5	116.0	112.5	10.6
2	8,108	4.1	126.9	131.0	6.8
3	12,375	15.5	118.8	134.3	9.2
4	16,409	6.9	133.2	140.1	11.2
5	21,235	5.8	126.9	132.7	10.9
6	27,127	18.1	168.4	150.3	18.4
7	32,662	9.3	161.1	151.8	16.2
8	37,725	49.9	233.1	183.2	24.1
9	44,785	30.5	118.5	88.0	10.4
10	50,421	16.4	127.9	111.5	10.3
11	57,661	47.1	64.2	111.3	6.5
12	64,125	11.3	80.0	68.7	7.3
13	70,945	23.3	56.6	33.3	6.2
14	78,143	88.2	57.9	30.3	5.7
15	85,572	6.9	36.1	43.0	4.4
16	93,322	5.3	12.1	6.8	2.0
17	101,144	56.9	49.2	7.7	1.9
平均		11.9	103.3	91.5	9.2

太字は (-) マイナスを示す。

年以降の低下がそれほど明瞭ではなく、しかも上流に行くほどその傾向が強まる。しかしごく最近の河床低下についてはその加速化の前兆とみられないこともない。

つぎに同じ資料から1929年を基準にした縦断面状の変動として表現したものが図4.3である。こういう形式の図は基準年の如何によつて図形がかなり異なってくるが、基準年以後の全体の変動傾向を読みとるのに都合が良い。図4.3のうち1937, 1940, 1952年の3本のグラフはその形態がきわめて類似し、変動が少なく河床がほとんど安定した状態にあることを示しているが、1955年になると河口付近ですでに河床低下が始まっている。1959年以降になると0~10km間の低下がきわめて大きく、しかも最大の低下地点がほぼ2年間に1kmずつ上流に移動している。11km地点より上流では各グラフはかなり接近し、下流のような著しい低下傾向は認められないが、ただ1965年3月のグラフだけは河床低下の前兆の状況を示すものであるかも知れない。

以上を総括的に数値で表わしたものが表4.1で、全体としての河床低下の開始年を1952年にとれば、1929~1952年間は平均11.9cmの河床上昇となり、1952年以後は全ての地点で河床低下となる。低下量の大きいのは6~8km間、最大は8km地点の233cm、最小は16km地点の12cm、全地点の平均では103cmとなる。いっぽう1929~1965年3月の全期間を通じての河床変動をみると、上昇したのは14kmと17kmの2地点のみであり、全地点を平均すると91.5cmの低下となる。なお年間当たりの変動量を推定するために最近10年間のそれを計算してみると、4~10km間で低下量10cm以上、8km地点では、24cm、

表 4.2 安倍川中流部における河床変動

測量地点	平均河床高		土砂変動量
	1965年3月	1965.3— 1960.3	1960.3— 1965.3
17km	101.144m	35.5cm	※ 425,385m <sup>3</sup>
18	108.080	87.6	※ 198,625
19	117.008	58.4	※ 141,625
20	125.202	46.3	※ 69,500
21	133.755	5.4	※ 19,625
22	141.793	43.9	※ 20,500
23	154.135	49.4	138,250
24	167.469	127.7	147,250
25	177.118	7.6	51,750
26	189.021	86.1	125,250
27	199.971	5.0	93,250
28	211.440	64.6	153,750
29	225.713	26.1	69,500
30	236.710	89.5	400,250
31	247.850	293.4	366,750
32	263.980	160.9	173,250
33	277.907	58.9	98,750
34	288.919	91.9	
平均・合計		35.3	1,628,885

※印は1962.3~1965.3間のみ、太字は(-)マイナス。

最小は1.9cm (17km地点)、全地点の平均では9.2cmとなる。

安倍川中流部については下流部ほど十分な資料がないが、1960年3月以降毎年1回(ただし1961年を欠く)、計5回の資料が保存されている。そこでこれらの資料から1960年を基準にしてそれ以後の変動状況を図化したものが図4.4であり、この5年間の変動量を数値で示したものが表4.2である。

この変動状況を区間別にみていくと、まず牛妻—中河内川合流点(17~21km)間では河床は一般に低下傾向にあり、この5年間で平均45cmほど低下したことになるが、つづく中河内川合流点—平野部落(22~27km)間では逆に上昇傾向にあり、最大128cm、平均53cmの上昇を示している。その上流の平野—大河内ダム(28~34km)間はふたたび低下区間となり、最大293cm、平均105cmという大きな値の低下となっている。以上のように中流部には低下—上昇—低下という波型の区間変動が認められるが、こ

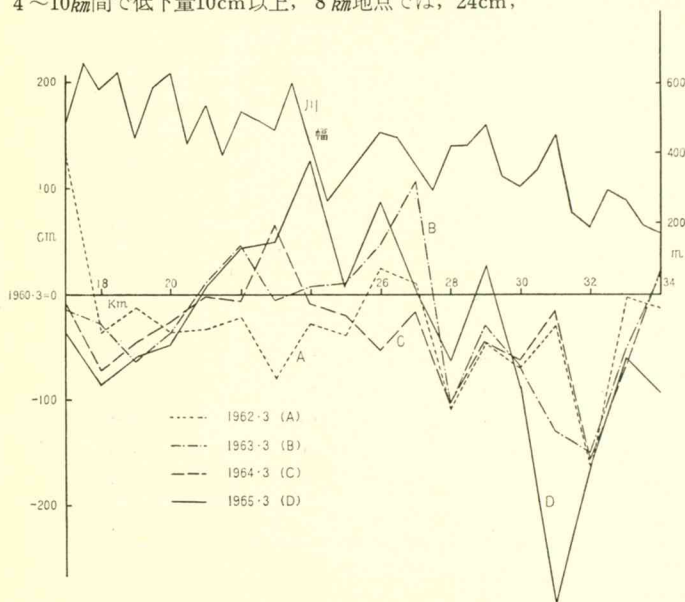


図 4.4 安倍川中流部平均河床高変動量図



のうち下流側の低下区間は下流部（0～17km）での砂利採取の間接的反映と考えられるし、上流側のそれは大河内ダムでの流送土砂堰止めの影響である可能性が強い。

つぎにこの変動状況を年次別をみると、1960～1962年間はほぼ全区間にわたって河床が低下したが、とくに32km地点で烈しく、全区間平均では31cmの低下となった。つづく1962～1963年間では21～27km間でかなりの河床上昇があり、ために全体の平均も7cm弱の上昇となった。1963～1964年および1964～1965年間は共に前回の測量時に比べて大きな変化を示さなかつたが、前者では24～27km間の低下が大きかつたために平均して11cmの低下となり、後者では24～29km間の上昇と30～34km間の低下とが相殺されて、全区間の平均では変化がほとんど示されなかつた。

### 3. 土砂変動量からみた河床変動の実態

前節では平均河床高から河床の変動を論じたが、本節では土砂変動量からそれを吟味する。ここにいう土砂変動量とは、前回の測量時と比較したそれぞれ相対対応する区間毎の河床の洗掘量ないし堆積量を指すものであり、これによつて表わされる各区間の洗掘・堆積の傾向は、平均河床高によつて示される低下・上昇の傾向と大勢においては対応するものの厳密に一致するものではない。ここでは最近新たに計算し直された資料をもとに、1960年以降について下流部から検討する。

上記の資料からほぼ1年毎に1km間隔の土砂変動量を

計算し、図化したものが図4.5である。まず1960年（(1959～1960・6)× $\frac{1}{2}$ +(1960・6～1960・12)）は後半期にやや堆積が行なわれたものの前半期の洗掘が大きかつたために、下流部全体では約96万m<sup>3</sup>の洗掘となり、とくに、6～9km、12～14km間で洗掘が烈しかつた。つづく1961（(1960・12～1961・8)+(1961・8～1962・3)）および1962（(1962・3～1962・9)+(1962・9～1963・3)）年は、共に前半期はわずかな堆積、後半期に大なる洗掘が行なわれ、全体として約100万m<sup>3</sup>の洗掘となつたが、前者では中間部（6～10km間）の洗掘区間と上流（12～17km間）の堆積区間との対照が著しいのに対し、後者では4～14km間に洗掘区間がほぼ連続している。1963（(1963・3～1963・10)+(1963・10～1964・3)）年は、年間を通じ、全区間にわたって洗掘が進み、その総量は約200万m<sup>3</sup>に達したが、とくに9～14km間でその値が大きかつた。最後の1964（(1964・3～1964・9)+(1964・9～1965・3)）年は前半期に洗掘が進み、後半期は洗掘、堆積ほぼ相殺されて全体として約115万m<sup>3</sup>の洗掘にとどまつたが、ここで注目されることは洗掘の卓越区間が一層上流に移動していることで、これは後述する砂利採取地の上流への移行と密接な関係を有している。以上の5年間の土砂変動量を総計すると全ての区間で洗掘が示され、その総量は実に600万m<sup>3</sup>強になる。洗掘量のとくに大きな区間は6～9km間（いずれも70万m<sup>3</sup>以上）、つづいて4～5km、12～14km、9～11km間（35万m<sup>3</sup>以上）などであり、逆に小さい方は14～17km間（4～17万m<sup>3</sup>）であつた。

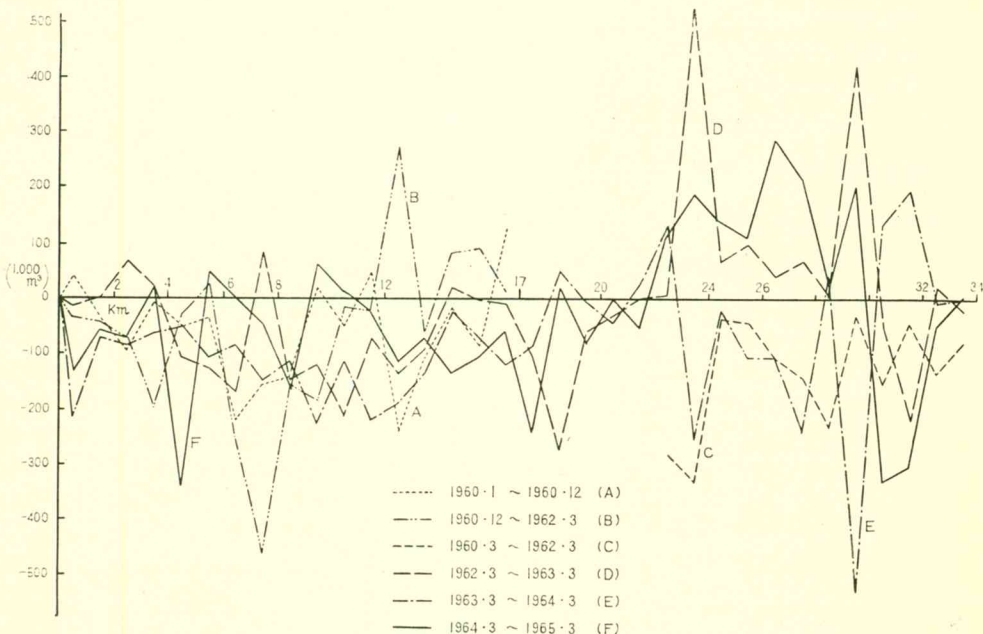


図 4.5 安倍川中・下流部の土砂変動量図

つぎに中流部の土砂変動量についてみる。図4.5の右半は下流部の場合と全く同様に、1 km毎の土砂変動量を示したものであるが、ただ最初のグラフのみは1960・3～1962・3月までの2年間にわたっており、しかも17～22 km間の資料を欠いている。一般に中流部は下流部に比べて変動が烈しいが、その中でも変動の絶対量のとくに大きな区間は、いずれも川幅が急激に狭まっている地点ないしその直下に当たっており(24, 27, 30, 32 kmの各地点)、川幅の急激な変化が河床変動における1つの要因であることを示している。これら4本のグラフのうち1962年3月と1964年3月、1963年3月と1965年3月とはその変動が相互にかなり類似し、前者では洗掘が卓越し(1960・3～1962・3 -160万m<sup>3</sup>, 1963・3～1964・3 -81万m<sup>3</sup>)、後者では堆積量がうわまわっている(1962・3～1963・3 +50万m<sup>3</sup>, 1964・3～1965・3 +28万m<sup>3</sup>)。以上の5年間の変動を総計すると、牛妻一中河内川合流点間では全て洗掘、中河内川合流点—平野間では一般に堆積、平野—大河内ダム間では再び著しい洗掘となり、全体では差引約160万m<sup>3</sup>の洗掘を行なったことになる。このうち最初の洗掘区間では下流に向うほど洗掘量の増大するところから、下流部での河床低下の中流部への波及を示すものであろうし、後者の方はダム直下に現われる洗掘区間と考えられ、そのピークはすでに2～4 kmほど下流に移動している。因に安倍川下流部の建設省関係の4つの貯砂ダムでは、1951年3月(大河内ダム竣工)から1959年8月(大河内、金山ダム満砂)までの間に年平均約25万m<sup>3</sup>の堆砂を行なっており、その後もおかなりの量の土砂を堰止めている。しかし下流部の河床低下に対するこれら貯砂ダムの影響は、後述する砂利採取に比べてはるかに間接的であると考えられる。

#### 4. 河床低下と砂利採取の関係

安倍川下流部での砂利生産は近年飛躍的な増大を示し

ている。砂利産業のこの驚くべき発展は、良質の砂利が河口にまで分布するといういわゆる東海型の荒れ川としての自然的背景と、近年の経済の高度成長ならびに東京オリンピックを頂点とした建設、工事ブームという社会、経済的背景との両因に負うものであつた。東京周辺の河川では乱掘による砂利採取の制限ないし全面的禁止があいつぎ、ために大手砂利業者はこぞつて静岡県下各河川へ進出することとなつた。しかし反面、安倍川を始めとする県下の各河川でも最近にいたつて砂利の過掘にもなう利水・治水上の問題が起こり始めており、砂利採取と河床低下との間にどの程度の関係があるのか、という点の究明が要請されている。また砂利を資源として恒久的に利用するためにも、適正な採取量というものが明らかにされていなければならない。

ところで安倍川下流部の砂利採取量については既存の資料にも一部で若干のくい違いがあるが、ここでは中部地方建設局静岡工事事務所保管の資料をもとに1960年以降について吟味する。表4.3は最近5年間の採取量を示したものであり、1961年にやや減つてはいるものの1963年にすでに許可量で100万m<sup>3</sup>を突破している。ここで注意せねばならぬ点は、砂利採取の許可量と業者の実採取量との開きについてである。実際後者については業者間、採取地点によつても差があつて正確な数値をとらえることは不可能であるが、県河川課では最近までは1.8～2倍と推定していた。しかしその後許可量算定方法の変更や監視の強化にともなつて乱掘はかなり是正されており、砂利販売協同組合でも1960年当時の2倍前後から次第に2倍を割り、ごく最近では許可量にかなり接近したものと推定している。ただし1963年度における県外向砂利の荷車積量(静岡鉄道管理局調べ)および船積量によると、前者では静岡、用宗両駅から約40万t、後者では清水港から約325万t出荷されており、両者合わせると約370万tに達する。この量全てが安倍川産なのか、また前年度

表 4.3 安倍川下流部における土砂変動量と砂利採取量 (1960～1964) I

年	土砂変動量 A	砂利採取量※		A + B'	$\frac{B'}{A+B'}$
		許可量(B)	推定量(B')		
1960	963,804m <sup>3</sup>	831,399m <sup>3</sup>	1,548,318m <sup>3</sup>	584,514m <sup>3</sup>	2.6
1961	1,006,402	656,968	1,283,126	276,724	4.6
1962	1,000,625	861,237	1,700,912	700,287	2.4
1963	2,016,500	1,093,582	2,174,283	157,783	13.8
1964	1,147,500	1,144,320	2,288,640	1,141,140	2.0
合計	6,134,831	4,587,506	8,995,279	2,860,448	3.2

※印は建設省および静岡県直轄の砂利採取量を含む。太字は(一)マイナス

よりのストックを含むものかどうか一切不明であるが、いずれにしても相当の量と言わねばならない。以上からここでは許可量と実採取量との開きを2倍と推定してみたが、それが先の表4.3のB'の欄である。

ここで同じ資料を用いてこの5年間の砂利採取量(推定量)を1kmの区間毎に計算し、図化したものが図4.6である。この図から明らかなごとく、採取量は区間によって異なり、最大は8~9km(伝馬町新田一与一右エ門新田)間の96万m<sup>3</sup>で、50万m<sup>3</sup>以上の採取区間は河口の0~2km間、安西橋を中心とする5~7km間、伝馬町新田から足久保川流入点までの8~14km間であり、逆に少い方は2~3km、14~15km間でその値は20万m<sup>3</sup>に満た

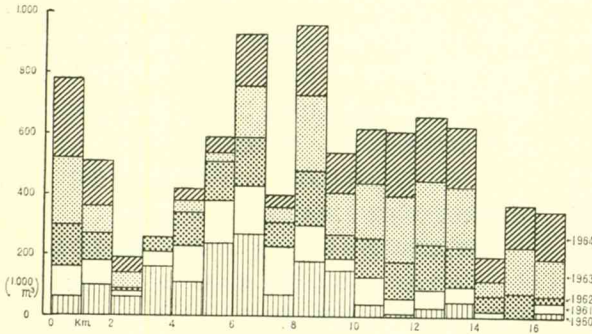


図 4.5 安倍川下流部砂利採取量

ない。この図からはまた砂利の採取地が年を追って上流へ移動して行く状態を読みとることができる。すなわち下流部全体を仮に0~5km、5~10km、10~17kmの3つの区間に分け、それぞれの区間の各年の総採取量に対する比率を計算すると、1960年には32% (0~5km間)、58% (5~10km間)、10% (10~17km間)であったものが、1963年には18%、30%、52%と変化しており、採取地の比重が完全に逆になっている。ついでながらここで1959年以前の採取地についてみると、1955年当時には2~7km間で全体の85%が、1957年には2~7km間で90%が、1959年には2~8km間で80%が採取されていて、この期間には下流部全体の採取量の実に95~99%までが0

~10km間で生産されていた。このことはかつては下流の条件の良い採取地が選ばれていたものが、過掘の結果次第に上流に移動し、現在では10~17km間がその主体となっていることを示すものであり、その勢はさらに17~18km間にまで及んでいる。

ここで1960年以降の砂利採取量を合計すると約900万m<sup>3</sup>になるが、これを同じ期間の土砂変動量(610万m<sup>3</sup>の洗掘)と比較すると、両者はオーダーにおいてはもちろん数値の上でもかなり釣合つたものであることが判る。この事実は最近の河床低下の直接的、決定的原因が砂利採取によるものであるこ

表 4.4 安倍川下流部における土砂変動量と砂利採取量 (1960~1964) II

区 間	土 砂 変 動 量 (A)	砂 利 採 取 量		A + B'	B' A + B'	B'から計算し た河床低下量
		許 可 量(B)	推 定 量(B')			
0~1 km	347,513m <sup>3</sup>	※ 390,354m <sup>3</sup>	※ 775,176m <sup>3</sup>	427,663m <sup>3</sup>	1.8	108.4cm
1~2	200,775	254,072	508,144	307,369	1.7	77.0
2~3	242,282	93,595	187,190	55,092		25.4
3~4	217,467	129,450	258,900	41,433	6.3	41.8
4~5	565,677	209,824	419,648	146,029		66.7
5~6	195,453	※ 326,846	※ 587,092	391,639	1.5	86.4
6~7	716,984	466,016	932,032	215,048	4.3	142.3
7~8	721,010	※ 207,943	※ 403,005	318,005		58.7
8~9	715,796	481,592	963,184	247,388	3.9	170.0
9~10	436,498	267,580	535,160	98,662	5.4	85.8
10~11	374,506	308,612	617,224	242,718	2.6	92.4
11~12	281,445	304,563	609,126	327,681	1.9	106.1
12~13	394,688	330,803	661,606	266,918	2.5	113.5
13~14	457,926	※ 338,866	※ 629,852	171,926	3.7	103.9
14~15	57,924	97,370	194,740	136,816	1.4	39.3
15~16	166,244	182,460	364,920	198,676	1.8	71.3
16~17	42,643	※ 197,560	※ 348,280	305,637	1.1	69.4
合 計	6,134,831	※ 4,587,506	※ 8,995,279	2,860,448	3.2	

※印は建設省および静岡県直轄の砂利採取量を含む。太字は(一)マイナス

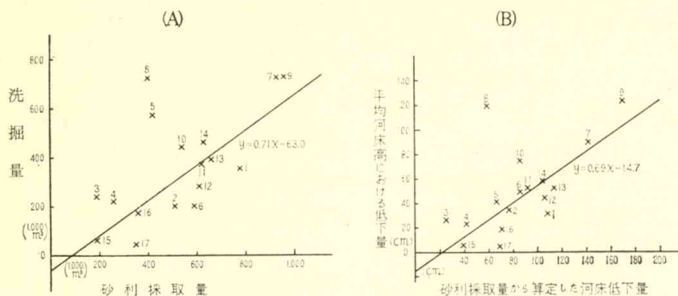


図 4.7 砂利採取量と洗掘量・河床低下量の関係

- (A) 砂利採取量と洗掘量・河床低下量の関係
- (B) 砂利採取量から算定した河床低下量と平均河床高におけるそれとの関係

とを示すものであり、事実表 4.4 から土砂変動量と砂利採取量とを区間別に比較してみても、両者の間にはかなりの対応が認められる。そこでその相関の程度を知るために図 4.7 の A を作製した。この図から明らかなごとく、両者の間には一部の区間を除いてかなりの相関が認められ、その関係は下記の式をもつて表わすことができる。

$$y = 0.71x - 63.0$$

(ただし、 $y$  : 土砂変動量,  $x$  : 砂利採取量, 単位 :  $1,000\text{m}^3$ )

したがってこの関係式の認められる区間では、砂利採取量が増えるほどその凹地を埋めるべき堆積土砂量の比率  $(\frac{x-y}{x})$  は逆に小さくなっている。なおここで除外したのは  $4 \sim 5\text{km}$ ,  $7 \sim 8\text{km}$  の 2 つの区間であるが、この両区間では川幅が付近に比べて急に  $200\text{m}$  前後狭まっております、本来幾分か洗掘傾向を有していたものと考えられる。

つぎにこの 5 年間の砂利採取量が計算の上ではどの程度河床を低下させえたか、という点を知るために、砂利採取量を河床面積で割つたいわば理論上の低下量を求め、これと同じ期間の実測による河床の変動量 (平均河床高変動量における  $1\text{km}$  区間内の平均値) とを比べてみた。すなわち横軸に砂利採取量から算定される低下量、縦軸に実測による低下量をとつてその関係をみると、両者には  $7 \sim 8\text{km}$  間を除いてかなりの相関が認められ (図 4-7 の B), その関係はつぎの式をもつて表わされる。

$$y = 0.69x - 14.7$$

(ただし、 $y$  : 平均河床高における変動量,  $x$  : 砂利採取量から算定した低下量, 単位 :  $\text{cm}$ )

したがってこの場合にも先の図 4.7 の A とほぼ同様な関係が存在していることになる。なおこの図 4.7 の A, B 2 つの関係は、共に  $x$  と  $y$  が相互に完全に独立した指標ではありえないが、この両指標間に介在する因子——たとえば川自身による洗掘、堆積量——の影響が比較的弱

いものであるために、上記のような高い関係を示すものと思われる。

以上の考察から、安倍川の下部では河床低下と砂利採取との間にかなり高い相関のあることが明らかになったが、最後に川自身の洗掘、堆積量について考えてみよう。何故ならば今までに述べてきた土砂変動量とは実際には砂利採取量をも含んだ値であるからで、ここにいう川自身の洗掘、堆積量を推定するためには、上述の土砂変動量と砂利採取量とから逆算しなければならぬ。もつともこの場合の川自身の洗掘、堆積量とは、自然の状態下でのそれとは異つている可能性がある。たと

えば砂利採取の盛んな現在における川自身の洗掘、堆積量と、砂利採取の行なわれていなかつた時期のそれとが同一であるとは思われぬし、実際砂利の採掘によつてその凹地を埋めるべく堆積量の増大することもあり得よう。そこで 1960 年以降について 1 年毎の川自身の洗掘、堆積量を計算すると表 4.3 の A+B' の欄のごとくなり、量的な差はあるものの全ての年で堆積が示される。このことを逆にみれば、川自身は毎年かなりの量の堆積を行なつたが、砂利採取量がその  $2 \sim 18.8$  倍に達したためその超過分だけ河床が洗掘されたことになる。以上を区間別にみると (表 4.4 の A+B' 欄)、洗掘を示したのは  $2 \sim 3\text{km}$ ,  $4 \sim 5\text{km}$ ,  $7 \sim 8\text{km}$  のわずかに 3 区間にすぎず、残りの 14 区間では全て堆積が行なわれたが、このうち砂利の採取量が川自身の堆積量の枠内におさまつた区間は 1 つもなく、いずれもその  $1.1 \sim 6.3$  倍の砂利採取が行なわれたことになる。またこれを逆にみれば、川自身が堆積を行なっている区間でも砂利穴を完全に充填しえたものは 1 つもなく、いずれもその  $16 \sim 91\%$  を補充し得たにすぎない。

上述の 3 つの洗掘区間では、それらの本来の洗掘傾向にさらに砂利採取が加つて、河床の洗掘は一層助長される結果になつた。以上の全区間の洗掘、堆積量を合計すると約  $290\text{万m}^3$  の堆積となるが、この値は同じ期間の砂利採取量のわずかに 3 分 1 にしかすぎず、したがって最近の砂利採取の過掘であることは明らかであろう。なおこの  $290\text{万m}^3$  という下流部河床内への流入土砂量は、牛妻地点より上流の本流からもたらされたものと、支流、蘆科川からもたらされたものに大別されるが、このうち前者では谷壁からの崩壊土を除けばその多くは中河内川からの流入土砂と大河内ダムをオーバーフローしてきたものと、中流部河床内に堆積している土砂の再流出によるものとに分けられる。これらのうち最後のものの占める比率の大きいことは、中河内川合流点—牛妻間の最近の河床低下から充分に推察できることであり、同じよう

な現象は薬科川の下流（本流合流点から上流9 km地点まで）にも認められる。すなわちこの川では砂利採取が行なわれていないにもかかわらず、最近の河床低下はかなり急で、1958年以来現在までに最大110cm、平均47cmの低下を示している（図4.8）。こういった下流部の河床低下の上流および支流への波及は、今後も継続し、さらに増大する恐れがある。

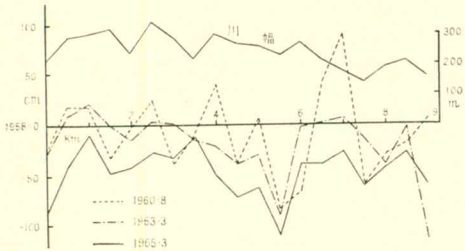


図 4.8 薬科川下流部平均河床高変動量図

## 5. 河床低下の影響

一般に砂利の乱掘による河床低下の影響は、堤防の崩壊、橋脚基部の露出・転倒、用水の取水不能、砂利穴による人命の損失など数多くの社会問題となつて現われる。ここで問題にしている安倍川の下流部でも近年同類の問題が起り始めており、長期的観点にたつ十分な管理と対策が要請されている。ただこれらの問題はその原因の分析がはなはだ困難で、複雑な要因が絡みあつてることが多い。たとえば1965年9月の台風24号による安西橋の倒壊や水衝部での護岸の侵蝕を例にとつても、その直接的原因が台風時の出水そのほかに求められるとしても、間接的原因が河床低下（平均河床高にして1.7mの低下）にあることは疑う余地がなからう。以下では安倍川下流部の利水上の問題について簡単に触れる。

安倍川下流域は元来伏流水の豊富な地域であり、利水



写真 4.1 仮開削による導水

上の問題が表面だつことははなはだ少なかったが、近年以下に述べる幾つかなの問題が起つてきている。その第一は農業用水の問題である。安倍川下流の農業用水取入口は本流だけでも20ヶ所に及ぶが、このうち左岸の静岡用水を除けばその多くは小面積を灌漑する（全体で約850 ha）小規模な樋門、樋管からなる。しかしこれら樋門、樋管に対する河床低下の影響は大きく、それらの干上りによる取水障害はほとんど全域に及んでいる。このため樋門の数100m上流から仮開削を行なつて導水路を設けたり、（写真4.1）長さ200m前後の木樋による導水（写真4.2）が行なわれているが、これらの簡易工事は出水毎に埋没または破損し、それに要する維持費は年間1,000万円にもぼるといふ。また福田ヶ谷で伏流水を取水する静岡用水でも、河床低下による取水障害が起つており、左岸約1.100 haの灌漑用水（必要水量2.5t/s）確保のため既設の集水管（400m）を1,000mほど延長する計画がある。

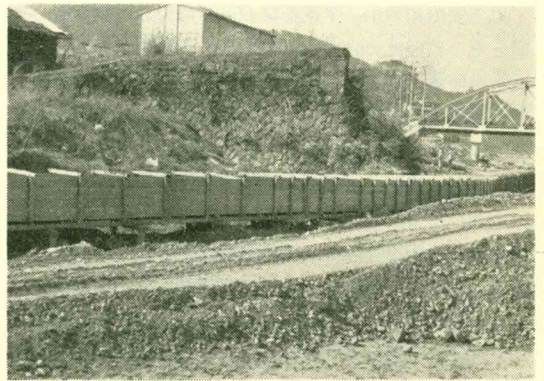


写真 4.2 木樋による導水

つぎに静岡市上水道の水不足の問題があるが、その原因は農業用水の場合ほど単純ではない。静岡市上水道は市内22.7万人（1964年）の給水人口をもち、第1（牛妻南方にあり、集水用多孔管にて伏流水を取水、取水量55,600m<sup>3</sup>/日）および第2（与一右エ門新田にあり、50馬力モーター2台で浅井戸から伏流水を取水、1963年7月深井戸水中ポンプ完成、取水量9,000m<sup>3</sup>/日）の2つの水源と若干の深井戸とをもち、いずれも安倍川左岸の伏流水を取水している。このうち第2水源井で1958年以降継続している水位観測資料によると、1958～1961年間は1960年の2月下旬および3月下旬（取水ポンプ1台停止）を除けばそれほど極端な水位低下はみられなかったが、1962年以降は毎年渇水期に水位が極端に低下して、この期間には、取水ポンプは2台とも使用不能になる。その持続期間をみると、1962年には1月半、1963年は約1月、

1964年末から1965年春にかけては実に4ヶ月半の長期にわたっている。このように第2水源井における渇水期の水不足は最近ではほぼ慢性化し、しかも年年深刻さを加えている。ただこの場合の原因は単に河床低下によるばかりでなく、給水人口、取水量の増大(1958年に比べて1964年のそれらは1.7、2倍になつている)と関係が深く、その意味では河床低下の影響はより間接的と言えるかも知れない。なお第1水源地でも河床低下による取水障害が認められるため、既設の集水用多孔管(95.9m)を300mに延長する工事を実施している。

また静岡工業用水(利用60余社)は水源地を先の市上水道の第1水源地近くにもち、同じく安倍川の伏流水を取水しているが(取水量96,000m<sup>3</sup>/日)、ここでも同様な取水障害があるため、現在安倍川の表流水下に集水管の延長工事を行なつている。

## 6. 総 括

以上安倍川の中、下流部における最近の河床変動の実態とその原因について若干の考察を行なつてきたが、それらを要約するとつぎのようになる。

1 a) 安倍川下流部(0~17km間)の1929~1965年3月間の平均河床高の変動をみると、1952年ごろまでは河床は一般に安定ないしは若干の上昇(全地点平均11.9cmの上昇)を示していたが、それ以後急激に低下し始め、現在では全地点で低下、その低下量は12.1~233.1cm(全地点平均では103.3cm)に達している。河床低下は安倍川橋~狩野橋(5~10km)間でもつとも大きく、ついで安倍川橋以下の河口付近(0~4km間)であり、狩野橋より上流(11~17km間)では未だ微かであるが、ごく最近加速化のきざしが現われている。

1 b) つぎに土砂変動量から1960年以降の河床変動をみると、毎年100~200万m<sup>3</sup>の洗掘が示され、その総量は約600万m<sup>3</sup>に達している。これを区間別にみると全ての区間で洗掘となり、洗掘量のとくに大きいのは6~9km間(いずれも70万m<sup>3</sup>以上)、ついで4~5km、12~14km、9~11km間などとなつている。

2 a) つぎに安倍川中流部(17~34km間)の1960年3月~1965年3月間の平均河床高変動をみると、下流側の牛妻~中河内川合流点(17~21km)間および上流側の平野~大河内ダム(28~34km)間では、河床は共に低下傾向にあり(前者の平均45cm、後者の平均105cm、共に低下)、中間の中河内川合流点~平野(22~27km)間のみが上昇(平均53cm)を示している。

2 b) 同じ中流部の同一期間の土砂変動量をみると、下

流部に比べて一般に変動が烈しく、とくに川幅が急に狭まつている区間ないしその直下でその傾向が強い。また平均河床高変動の場合と同様に下流から上流に向つて、洗掘—堆積—洗掘という変化が認められ、全体としても洗掘量が堆積量をうまわつた。なお大河内ダムでの流送土砂堰止めによる直接の影響は、ダム直下~平野間の洗掘区間に認められるが、これの下流部河床への影響はかなり間接的なものと考えられる。

3 a) 安倍川下流部の砂利生産は近年飛躍的な増大を示しており、1960年以降の採取許可量は年間66~114万m<sup>3</sup>、実質ではその約2倍と推定され、この5年間の総量では900万m<sup>3</sup>に達するものとみられる。砂利の採取区間は1959年以前は10km地点より下流にあつたが、過掘の結果次第に上流に移り、現在では採取量の過半が10~17km間で生産されている。

3 b) 最近におけるこの膨大な砂利生産は、下流部の河床低下に対して直接的・決定的な影響を与えている。因に先の総砂利採取量を同じ期間の川自身の堆積量(約290万m<sup>3</sup>)と比べてみると、前者は後者の3倍以上にも相当し、この超過分が河床を低下させたことになる。実際、1km区間毎の土砂変動量(洗掘量)( $y$ )と砂利採取量( $x$ )との間には、一部の区間を除いてかなりの関係( $y=0.71x-63.0$ )が認められるし、また実測による河床低下量( $y$ )と砂利採取量のみから算定される河床低下量( $x$ )との間にもほぼ類似した関係( $y=0.69x-14.7$ )が存在している。なお下流部での最近の河床低下傾向はすでに中流部(牛妻—中河内川合流点間)および支流の薬科川にも波及しており、今後さらに増大する恐れがある。

IV) 安倍川下流部での河床低下の影響は、利水、治水上の問題を中心に多方面に波及しつつあり、長期的観点にたつ十分な管理と対策が要請される。(松本繁樹)

## 参考資料および文献

- 建設省静岡工事事務所：安倍川河床横断測量結果資料および河川生産物採取状況資料類  
静岡市水道部：第2水源地下水水位変動資料  
〃 (1965)：水道、下水道の統計  
静岡県事業部(1965)：事業部概要  
松本繁樹(1965)：大井川下流における最近の河床変動と砂利採取、地理学評論、第38巻第10号、pp.630~642  
〃 (1965)：富士川下流部における最近の河床変動と砂利採取、東北地理、第17巻第4号、pp.197~203

## 第5章 庵原山地および有渡山の地回りと崩壊

### A. 庵原山地由比川流域の地形地質と地回り・崩壊

#### 1. 概観

安倍川と富士川に挟まれた静岡県内の山地部は、西半は静岡・清水低地の背後にせまり、東半は殆んど海岸にまでせまる中起伏の山地である。この山地は庵原郡の殆んどを占めるので「庵原山地」と呼び、又蒲原町背後にせまるので「蒲原山地」とも呼ばれている。庵原山地は赤石山地に連続する山地地域の一部として、その東南縁部にあたっている。地質構造上、東北日本と西南日本を二分する糸魚川—静岡線のうちの韮崎—静岡線（静岡構造線）に接してその東側にあり、構造上の大裂隙帯であるフォッサマグナの西縁に位置している。フォッサマグナ西縁の山地群は、赤石山地の東縁に附着する第三系山地を含み、北から楯形山地、身延山地と連続し庵原山地にいたる。フォッサマグナ地域は著しく厚く、強く褶曲した新第三系から成り、時には深成岩類に貫入され、古期岩石は殆んど露出していない。

この報文においては、蒲原山地のうち興津川を境に東側の部分を扱い、特に由比川流域は崩壊地など土地災害的現象が多いので、その地形地質を崩壊地などと関連させて考察することにした。なお由比川流域として扱った地域には、その南につづく西山寺・寺尾の山地斜面も含めて図5.5に示した範囲を扱った。

なお、この山地が土地災害頻発地域であることの指摘は既に二、三の文献によつてなされているので以下に引用する。

\*「富士川破砕帯\*\*は山梨県の釜無川下流から富士川に沿つてあらわれる破砕帯で、第三紀層の中を走っているが、幅は2～4 km、ところによつて6 km位に拡がる。この破砕帯に沿つて地回り地形がよく発達し、早川との合流点から上流では、富士川の右岸、つまり西岸に4 kmの幅をもつて地回り地帯が南北方向に30 kmもつづいている。地形図の中にも、大小の地回り性崩壊の跡がおびただしくするされている。左岸にも地回りはあるが右岸にくらべると少ない。早川の合流点から下流の富士川沿岸も、

\* 小出博(1955)：「日本の地回り」

\*\* フォッサマグナ地域の地回り地帯とも呼ばれる。糸魚川—静岡線以東の第三紀中新統の地回り地帯である。

\*\*\* 静岡県消防防災課(1963)：静岡県防災対策土地条件調査報告書

とくに右岸は4 kmぐらいの幅で地回り地帯となつている。ほかの地回り地帯と同じように部落はほとんど地回り地形の上に発達したものである。地質構造は新第三紀中新世に属する水成岩・火山岩類から成り一部は洪積世に属する。南北断層が平行に発達し、西側から東側への衝上断層があつて、地層の配列がこれに支配され全体として著しい変動をうけている。南部付近から下流では破砕帯は東南に方向をかえ、静岡県庵原郡内房村、小島村、松野村に地回り地形を残しながら、東海道線の由比付近にあらわれる。ここで継続的地回りをおこしている場所は、寺尾、西山寺、白井沢、久保山、大晦日などである。」

「この付近の地回りと地質構造との関係は明瞭ではないが、破砕帯地回りの性格をもつものが多く、第三紀層地回り一般とかなり違つている。慢性的な普通の型の地回りが分布する他、破壊的な、大災害をおこす崩壊性のものが多いことが地形図によつても明らかである。ことに糸魚川—静岡構造線に沿う付近の山地には、地回り性崩壊のあとが多くみられる。」

従つてここでいう富士川破砕帯は興津川より東にあつて、後述の入山断層の付近をさし、浜石岳山地の東側斜面を通つている。

静岡県防災対策土地条件調査報告書\*\*\*の記載によると「蒲原山地は日本の代表的地回り崩壊地域の一つであり、新第三紀層の泥岩と礫岩のさかいに滞水し、表層の砂礫質層をくずしている。崩落物質は山麓にたまり、地回りをおこすことが多い。新旧の地回り、崩壊地形が広く分布し、現在徐々に動いているものもある。由比地回りとして最近問題になつた地回り性崩壊は、排土・水ぬき工事の過程でも動いている。又、庵原山地は南北方向にならぶ地質構造に適した河谷が発達し、河谷壁には一見不自然な地形を発達させている。これらは多少崩れたりつたりして形成された地形であることが多い。防災上、とくに集中豪雨時の地回りや山くずれに対し警戒を要する地域である。」

#### 2. 庵原山地の地形

庵原山地の最高所は安倍川より西偏し、糸魚川—静岡線に沿つて迸出した粗面玄武岩のつくる真富士山、文珠嶽等の南北山稜であり、海拔1000mをこえる。静岡—山梨県境は山地の北側で東西にはる分水嶺と一致して

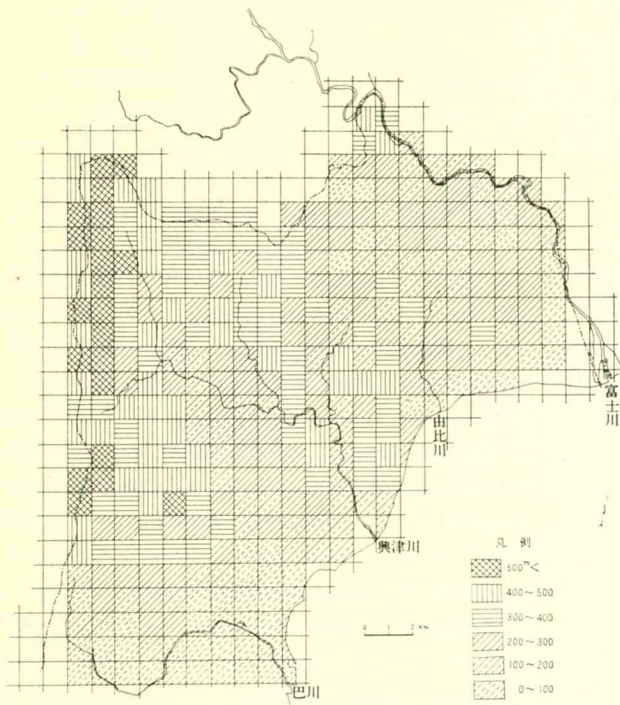


図 5.1 庵原山地起伏量図

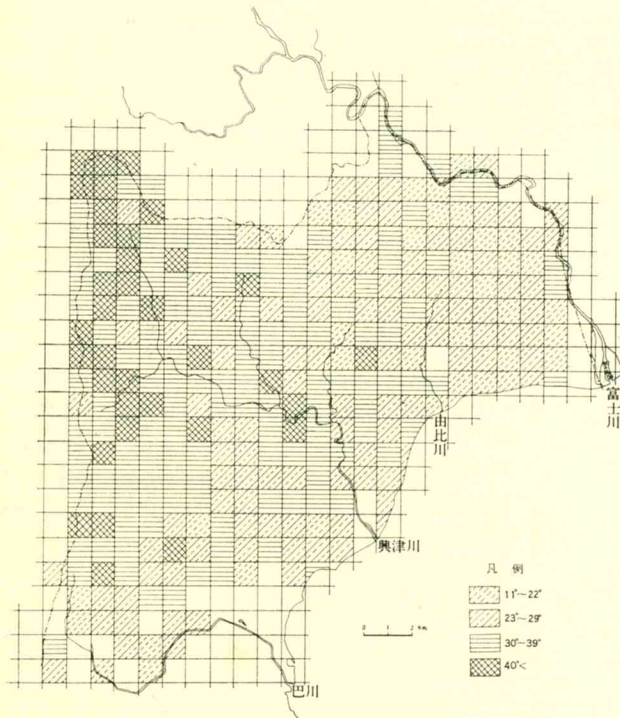


図 5.2 庵原山地傾斜区分図

おり、興津川、由比川など中小の河川が、その南側斜面を南流して海に注ぐ。山体は南北方向の断層線や河谷によつていくつかの山塊にわかれるが、山稜高度は東及び南へ徐々に低下する。巴川平野に面する山麓線は沈水性で湾入が多いが、興津・由比間の山麓線は急峻な直線性の断層海岸線を呈し、由比・蒲原間では離水海岸性の平滑海岸である。このことは、庵原山地内部が構造的な地塊に細分されており、それぞれ地盤の差別運動を伴っている結果と考えられる。

図5.1～図5.3は、静岡県林業指導課で作成した地形分析資料から、庵原山地の起伏量、傾斜、谷数をそれぞれ階級区分して編図した。図5.1によると、起伏量の大きい部分は、西縁安倍川との分水界稜線付近にあり、海拔高と同様、東又は東南にむかつてその値が次第に小さくなる。ただし浜石岳付近は400～500mの起伏を示し、興津川より東の山地では最も起伏が大きい。起伏量200m以下の部分は、興津川より西では南北方向の縦谷沿いにみられ、東では由比川源流部斜面と富士川河谷沿いの部分に多い。一般に興津川一小河内川の線を境に、西では300m以上の起伏量を示し、東では300m以下の起伏量の部分が多い。

図5.2の傾斜区分図においても起伏量と同様の傾向が認められ、興津川一小河内川の線を境に西側の山地は30°以上の傾斜を示す処が圧倒的に多く、西縁山稜に沿つて40°をこす部分がかかなり認められる。東側の山地では30°以下の部分が多く、北部の富士川に近い部分の山地及び蒲原町背後の丘陵地は11°～22°で山地丘陵地としては緩傾斜のところが目立っている。由比川流域については更に詳細な傾斜区分図を作成したがこれについては後述する。

図5.3は1km<sup>2</sup>内に地形図から読みとつた谷数から区分した一種の谷密度図である。この図によると傾斜・起伏量と谷密度の大小とは必ずしも相関を示さず主要な山稜付近よりは低い位置にある源流部の谷壁や小河川の谷壁に谷数11以上の部分がある。谷数6～10の部分が圧倒的に多いのは山地全体の開析がほぼ一様に進行していることを意味する。前述の谷壁斜面で谷頭侵蝕が旺盛に行われ、一方、稜線部はかえつて谷数が小さく、前輪廻の緩斜



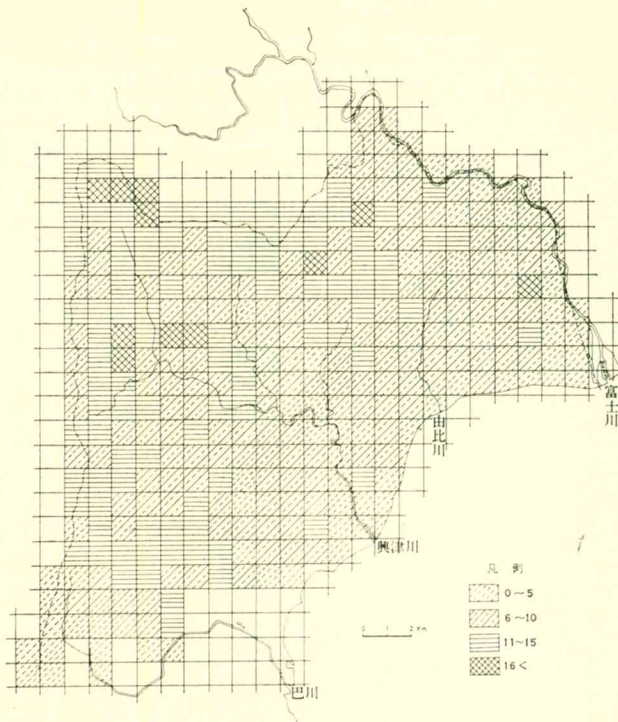


図 5.3 庵原山地谷密度図

面が残っていることと併わせて、未だ激烈な侵蝕をうけるには至っていない。従つて山地の侵蝕時期としては早壮年期にあると考えられる。谷数5以下の部分は主要な河谷谷底と、東側山地では由比川上流斜面に認められる。山地内の谷数の少ない部分の数は、やはり西側山地より東側山地に多い。

以上の地形的性格を要約すると、庵原山地は一般に、  
 1) 中起伏早壮年期山地であり、南北方向の縦谷の発達著しい。  
 2) その縦谷の一つである興津川—小河内川線を境として、地形的相異から東部山地と西部山地に大きく区分される。  
 3) 又由比川流域には小起伏緩傾斜地などやや特異な地形が含まれる。  
 4) 由比川も縦谷の一つであり、その東と西の地形的・地質的性格が異なることから(後述)、興津川—小河内川及び由比川の夫々の線によつてこの山地は、三つの地塊に区分できる。即ち後者の線を境にして東部山地を二分して浜石岳山地と大丸山山地に区分する。

### 3. 庵原東部山地の地質\*

庵原山地のうち西部山地は西側から中新世初期の粗面玄武岩、第三紀中新統静岡層群(砂岩・泥岩)、和田島層群(砂岩・泥岩)、小河内層群(砂岩・泥岩・一部礫岩)、鮮新統の浜石岳層群(礫岩・砂岩・泥岩)より成り、

東部山地のうち西側の浜石岳山地は、西部山地と同様の小河内層、浜石岳層より成り、いずれも南北方向の断層に支配されて地塊状に配列する。東部山地東側の山地は、鮮新—更新世の蒲原礫層とその上に載る洪積世初期の岩淵火山岩、更にその上位に鷲ノ田層が載る。東部山地には、各時代、多種類の岩石が分布しているので、その主要なものを以下に記載する。特に由比川流域にはその内の殆んど岩石が露出し、地這り崩壊現象がこれらの地質と密接に関連するので、由比川流域を中心としてやや詳述することにした。

1) 小河内層 興津川とその支流の小河内川沿岸、由比川沿岸にわかれて分布する。厚さは4000m、砂岩と泥岩が数10cmの厚さで互層する。由比町久保山などでは、白色の凝灰質砂岩が露出する。泥岩は黒色～灰青色で軟弱、風化すると細片になつて崩壊する。化石は稀であるが、浜石岳層の下位にあるので中新統上部と考えられる。由比川沿岸は断層に沿う破碎帯で、多数の小地塊を伴ない、地塊内では鋭い褶曲がみられる。

2) 浜石岳層 浜石岳付近の南北の山地をつくる黒褐色の凝灰質礫岩・砂岩・泥岩層で安山岩質熔岩流を挟む。産出化石から鮮新世前期に対比される。層厚1500～2500m、小河内層と整合で上に載る。本層は断層により地塊に分離し、区域ごとに構造を異にする。浜石岳付近の稜線に沿い、NSに走る向斜軸があり、その両翼でほぼ40°の傾斜を示す。東縁は逆断層と平行し多数の断層を生じている。大晦日付近は雑多な走向傾斜を示す。

3) 蒲原礫層 粒径(10cm>)の揃つた円礫層(礫質は珪岩、緑色砂岩、浜石岳層の礫岩など)で半固結しており、基地は暗緑色凝灰質の砂である。緩い背斜をなし、岩淵安山岩の岩脈に貫かれる。化石は殆んどなく、蒲原—由比間の海岸線背後の開析のすすんだ丘陵地形をつくり、岩淵安山岩の基盤をなし、同山地の南麓に附着して分布する。

4) 岩淵安山岩層(金丸山安山岩体) 鷲ノ田礫層の基盤をなす成層火山型堆積物で、凝灰角礫岩、安山岩熔岩、岩脈より成る。下部は角閃石安山岩など酸性安山岩質熔

\* 大塚弥之助・今野円蔵(1933): 静岡県由比川・富士川間の地質, 地質学雑誌 Vol. 40

静岡大学地学教室(1956): 静岡県地質図及び静岡県の地質(地質図の解説)

沢村孝之助(1955): 7万5千分1地質図幅「沼津」ならびに説明書

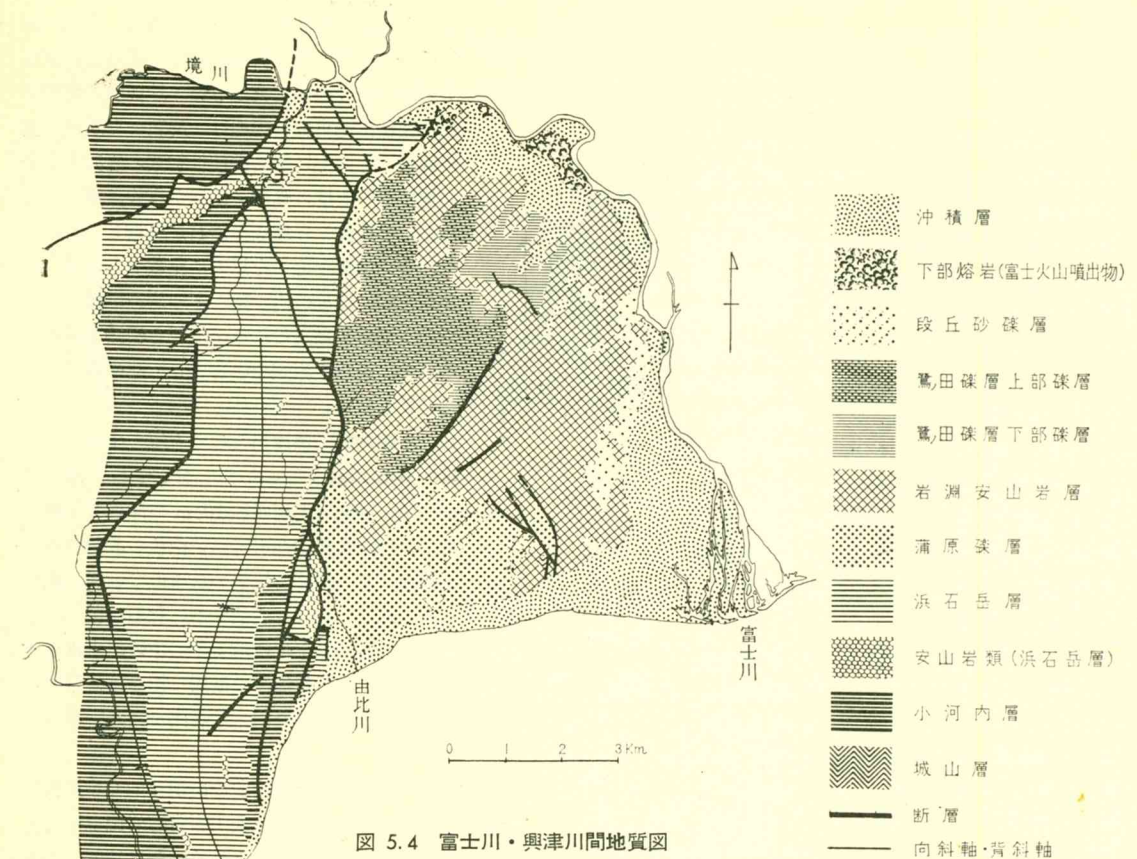


図 5.4 富士川・興津川間地質図

の丘陵性山地の山稜や山腹を形成するが、殆んど未固結である。足ヶ久保植物化石が内地要素現生種を多く含むことなどから塩原化石植物群より古く、更新世初期に比定されている。化石植物は多く山地性樹種から成り常緑闊葉樹が多く暖帯性植物を指示するものが含まれる。

6) 段丘礫層 富士川右岸，岩淵火山体東麓にみられる層厚約30mの礫層で，富士川の旧期堆積物，一部は蒲原礫層から導かれた二次的堆積層。この他由比川沿い中流部まで，上下二段の段丘に段丘礫層が認められる。

7) 沖積層 富士川平野を除いて，蒲原山地内部では，海岸付近の浜堤堆積砂礫層と由比川河谷の河流堆積物があるが，分布は谷床の一部に限られる。

8) 富士熔岩 富士川右岸では北松野付近に低台地をなし，表層多孔質，柱状節理，玄武岩質の富士山熔岩が認められる。

#### 9) 断層線

入山逆断層 由比川河口西側から入山，久保山，大海日に至る南北方向の逆断層。浜石岳礫岩層と蒲原・鷺ノ田礫層，岩淵火山岩をきるもので，傾角は西に $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。

\* 「沼津」地質図幅説明書では全体を湖成層としている。

岩，上部は玄武岩質安山岩である。蒲原礫層の上に不整合に載る。上部の安山岩分布は旧松野村足ヶ久保を中心とし四方に傾斜する構造がうかがわれる。

5) 鷺ノ田礫層 旧松野村鷺ノ田付近に露出するので命名された。数10m～150mの層厚を有する氾濫原堆積相\*の粗礫層で，ほぼ水平に堆積し，香木穴東部と旧松野村足ヶ久保には植物化石を含む粘土層が礫層と互層する。又礫層の下部あたりに黄色砂層(層厚50m)を示すところが局部的にある。礫は普通，径数cmで淘汰悪く層理を示さず，径30cm位のものも含む。礫種は珪岩，砂岩，粘板岩，閃緑岩など，基質は灰白色の砂である。この地層は周縁で小規模の断層，撓曲，変位を受け削剝されており，礫層表面は，由比川源流部から旧松野村にかけて

中山断層 鷺ノ田礫層と岩淵火山岩体を截るもので垂直に近く西落ち。礫層はこれに接して引摺りをうける。

善福寺断層 蒲原礫層と金丸山安山岩体との境界をなし、やや弧状、東落ちである。

10) 地史 第四紀初期、蒲原礫層堆積中及びそれ以後、徐々に地盤が圧縮を受け、岩淵火山岩がその弱所を選んで噴出し、最後に玄武岩質安山岩が噴出した。その後ケ久保植物化石、鷺ノ田礫層が堆積し、これと同時に又は以後に中山断層、善福寺断層が生成した。入山断層は蒲原礫層堆積以前から存在したようで、断層に接する部分の変形は、蒲原礫層で最も甚しい。旧松野村付近の陥没地塊の形成は、鷺ノ田礫層堆積以後、段丘堆積層堆積以前である。富士熔岩流出時には富士川はほぼ現流路に近い状態であつた。この地域は第四紀初期以来も断層、陥

没地塊が生成し、きわめて不安定な地域である。

#### 4. 由比川流域の地形

由比川の谷は南北方向をとり、ほぼ入山断層の南半に沿い、その破碎帯を選択侵蝕して生じた適従谷である。河床勾配はやや急で、谷底平野の幅も小さい。谷の中流以下河口付近まで断続的に断崖面が付着している。河口付近、由比市街背後の谷底平野の幅はやや広く、海側に砂洲が発達して両山地の脚を結んだ形になっている。併し海側に向つて堆積平地は押出していない。これは由比川の堆積営力よりも付近の沿岸海流の運搬力が強いためであろう。段丘面をも含めた谷床の形は壮年谷を呈すると言えるが、谷底の幅が小さくかつ勾配の急な点は幼年谷形の特徴である。

##### (1) 河床断面

由比川の河床断面を2.5万分1地形図から作図し、興津川、有無瀬川などと比較してその特徴を述べる。

図5.6は興津川の河床断面で、和田から上流は小河内川の縦断面をとつてある。興津川本流は、和田の南で西折して西部山地を流域とするが小河内川河谷と興津川下流部河谷とは南北に連続し、小河内層を刻んで縦谷をつくる。流長はほぼ14km、流長の短い割に平衡曲線に近い断面を呈する。河床傾斜は下流部立花付近で10%中流部、中里付近で13%、町屋から上流は急になり、舟場付近で28%、坂本付近で50%である。坂本から上流は、放射状に数本の支流に分岐し、河床傾斜の急な溪流となる。町屋付近から下流は谷幅やや広く段丘が発達し、部分的に陥入曲流を呈し河谷全体は平衡曲線に近い壮年谷であるが、その上流は次第に幼年谷形を呈する。町屋、舟場、屋敷付近の曲流攻撃斜面は、小河内層頁岩が小崩壊をおこし、溪岸侵蝕がやや目立っている。町屋一屋敷間の河床勾配は上述の如く急であり、曲流の側方侵蝕に下方侵蝕が加わつて侵蝕力が大きくなつてゐるものと判断される。

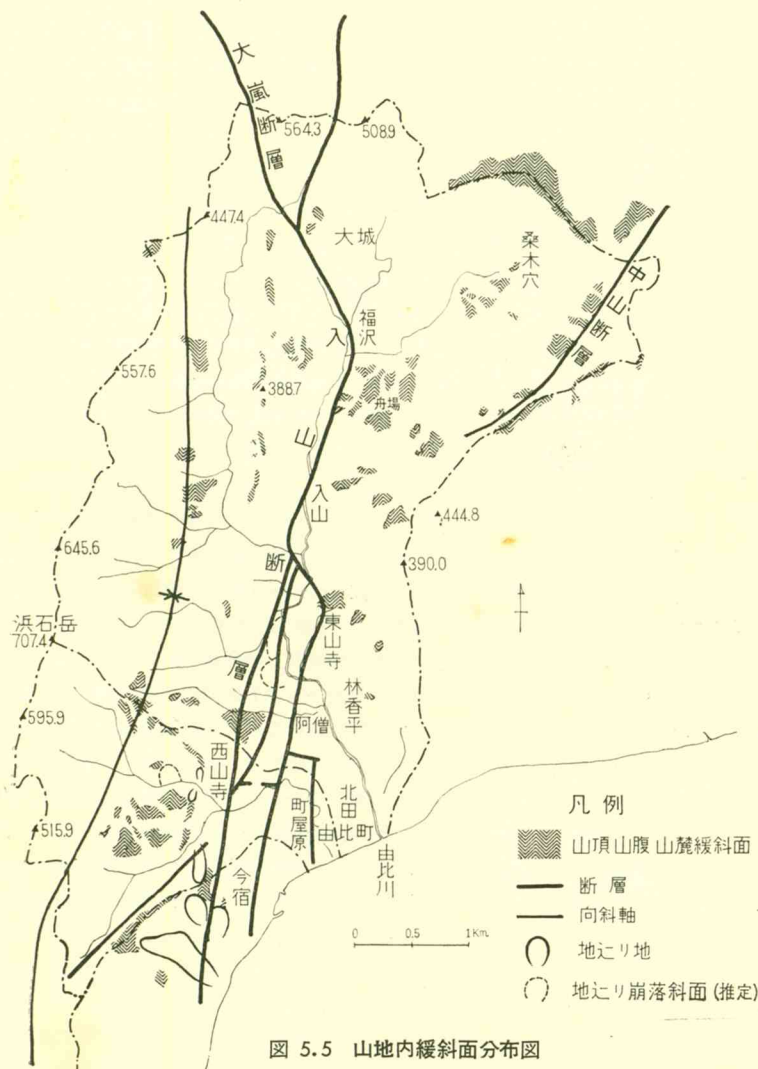


図 5.5 山地内緩斜面分布図

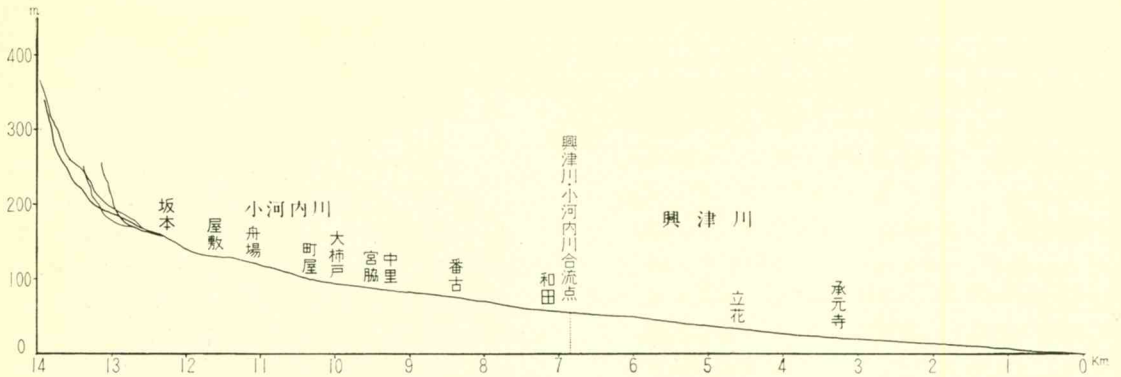


図 5.6 興津川・小河内川縦断面図

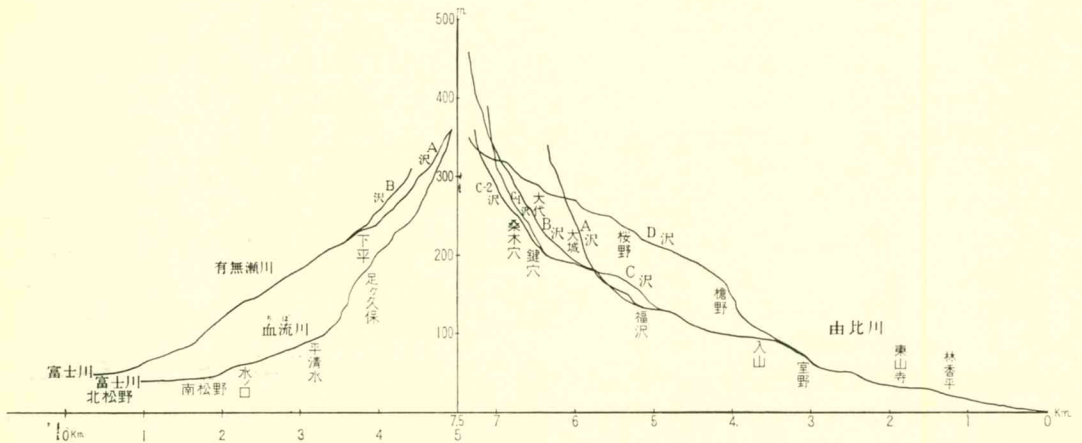


図 5.7 由比川・有無瀬川・血流川河床縦断面図

図5-7は由比川とその反対斜面を流れて富士川に合流する有無瀬川と血流川との河床縦断を、分水界を隔てて対称的に図示したものである。由比川河谷は南北方向をとり入山断層に沿う縦谷であるが、縦断面図に示す如く流長僅かに7.5km、興津川下流に小河内川を加えた流路の半分に過ぎない。それに対し分水界高度は海拔400~500mで殆んど変わらないため、河床の傾斜は由比川では急となり遷急点も数多くあらわれ階段状断面を呈する。緩勾配断面の部分は分散してあり、河口近くで18%、入山付近で16%、福沢付近で28%であるが、それらの間は変曲点となり、入山下の室野で72%、福沢下68%となり、中・下流に限らず、局所的な緩勾配が交互にあつて平衡状態に程遠い形を呈している。入山や福沢付近の緩勾配部は支谷との合流部にあたり、谷幅がやや広く、局所的堆積盆地に由来するものであり、その下流側は峡谷状に谷幅が狭まつて、ダム作用をなしていると考えられる。上流部の図中(図5.10に示す)C沢の鍵穴の下、

B沢の大城の下にも、相対的緩勾配の堆積谷床が認められる。室野で由比川に合流するD沢は本流に等しい位の流長をもつが、縦断面図に示す如く、檜野一室野間において急勾配の遷急点(200%)を有し、その上流の谷床は本流谷床に比べて80m以上の高さの差異をみせている。入山断層に沿う本流谷床の下方侵蝕は、かなり急激に進んできたものと判断される。又、D沢上流とA沢源頭は久保山付近で異常な関係を示している。即ち緩流するD沢上部は、A沢源頭の谷頭侵蝕によつて南側の谷壁を削られ、その侵蝕は直接D沢谷底平野に及ぼうとして、河流争奪現象のおこる寸前である。なおA沢は、鷲ノ田礫層分布地域の西縁を流れており、小河内層、浜石岳層のつくる山地斜面との間の裾谷に位置している。各遷急点をなす急勾配の部分は岸欠潰の著しいところと一致しており、地形図上の崩土記号の目立つ部分である。別に記す如くその部分が、選択侵蝕を受け易い礫層(鷲ノ田礫層、蒲原礫層)によつて構成されている場合(大城下

のゴルジュ、室野対岸の谷壁)は特に顕著な崩壊を呈する。

分水嶺から北又は北東流する有無瀬川、血流川は、夫々相並んで富士川に合流する流長ほぼ4 kmの短小の支流であるが、縦断勾配には図に示されるような、かなりの相異が認められる。有無瀬川は上・下流を通じてほぼ均等の勾配であり、中流付近で65%、上流で120%で幼年谷形のため、上に凹の曲線を示さず、由比川源流のD沢(55%)の状態に似ている。即ち源頭部まで比較的均一の勾配で最近の地盤隆起以後の回春の影響の及ばぬ前輪廻性の谷の性格を呈し、谷頭侵蝕は余り著しくない。血流川はこれに対して上に凹の断面を呈し、平清水より上流は著しい急傾斜(320%)を呈している。平清水より下流は32%と対照的に緩傾斜である。これは単純な平衡曲線ではなく、足ケ久保より北の部分は陥落地塊\*であり、更に鷲ノ田礫層下部の粘土質層が容易に剝離された結果と考えられる。このように両川は縦断勾配に著しい差異を示すが、由比川上流の諸沢沢斜面のように著しい崩壊現象をみせていない。有無瀬川源流付近の地形図上の崩土記号はやや目立っているが、空中写真では進行中の崩壊現象はこれより少ないようである。血流川源頭は急斜地であるが崩壊は余りない。地下水の流動方向や降水の地形的配分が、南又は南西に偏しているためか、火山岩が露出しているのではなからうか。

## (2) 傾斜区分

由比川流域について図5.8の如き傾斜区分図を作成した。2.5万分1地形図上で5 mm平方(実長125m平方)の方眼をくみ方眼の交点付近を測点として、斜面の主方向の傾斜度を傾斜尺で測定した。更に傾斜度を別表に従って階級区分し、階級表示を数字にしたものがこの傾斜区分図である。測点を多くとつたのは細かい襲を示す凹形斜面や凸形斜面など単位斜面の大きさに近付けるためである。由比川より西側の浜石岳側の山地は、階級7の部分が、東側の金丸山山地側に比べて多い。階級6についても同様であり、総じて西側の山地が急傾斜部が多い。又、河谷ぞいの部分に階級7が多く、幼年谷形を示すためである。谷ぞいの段丘、低地部を除き、比較的緩傾斜部は、蒲原礫層丘陵地(階級3, 4, 5が多い)、舟場付近の山麓緩斜面(階級3, 4, 5)

\* 大塚弥之助・今野円蔵(1933): 静岡県由比川、富士川間の地質、地質学雑誌 Vol.40

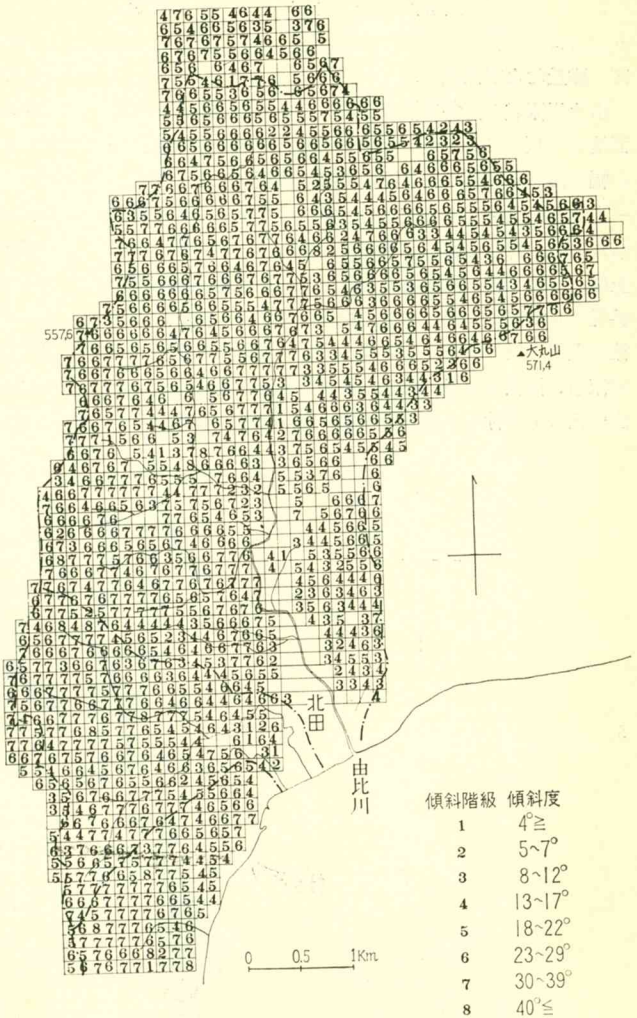


図 5.8 由比川流域傾斜区分図

源頭部の鷲ノ田礫層稜線部(階級2, 3, 4)にまともな以外は、山地内各所の山頂、山腹緩斜面として散在する。西側の山地の最高所は浜石岳の707.4m、稜線高度は、ほぼ500~600m、東側の山地は、最高所で595.5m、稜線高度400~500mであり、このような中起伏山地としては急斜部が多い。又一方、稜線や山腹には対照的にまとまりのある緩斜面が目立ち、早壮年期の侵蝕期を更に如実に示していると言える。これは赤石山地及びその前山地を通じて共通的な地形の特色である。第2節に述べた傾斜度(図5.2)よりも、この地形図測定の結果(図5.8)は一般に大きな値を示す部分が多いが、測点密度が実際の斜面単位に近く相対的緩斜部と共に平均されてしまわないためであろう。崩壊地と傾斜区分との関連をもとめると最も相関のあるのは階級5, 6, 7

であり、殆どどの崩壊箇所と一致している。特に階級5、6の所に多い。

### (3) 段丘および低地

由比川流域の河谷に沿う平地については図5.9の平地面地形分類図にもとづいて説明する。平地の分布は河谷の幅の広がる室野から下流に次第に面積が大きくなる。一方最上流部付近の各支沢の沿岸に小平地が一様に認められるのが特色である。平地は、概して比高を異にする上位、下位二段の河岸段丘と河川氾濫原低地及び臨海の浜堤の4種類に大別される。段丘の分布は、室野より下流に上下二段の段丘とも発達が良い。室野より上流では、本流沿い福沢まで下位段丘の狭長な発達が認められ、上位段丘は舟場付近の山麓緩斜面の先端に僅かに認められ

るに過ぎない。

上位段丘面は、室野、東山寺で海拔100m、西山寺阿僧で海拔50m、対岸の林香平では海拔30mに徐々に降る。下位段丘面は中流の入山付近で海拔80m、室野で70m、阿僧で35m、町屋原背後で20~30mで直接浜堤に接している。上位段丘とは20~30mの比高があり、多く明瞭な崖によつて境される。段丘礫層は蒲原礫層や鷲ノ田礫層の構成礫層より一般に礫径が大きい(直径1~2mの円礫を含む)が、両礫層からの再堆積礫も当然含まれており、氾濫原性の乱雑な堆積層である西山寺付近は、段丘面の水平分布が、小支沢の沿岸に拘わらず幅の広い所から判断して、砂礫質堆積段丘と考えられる。西山寺付近の地じり性の不安定な部分からもたらされる砂礫の供給

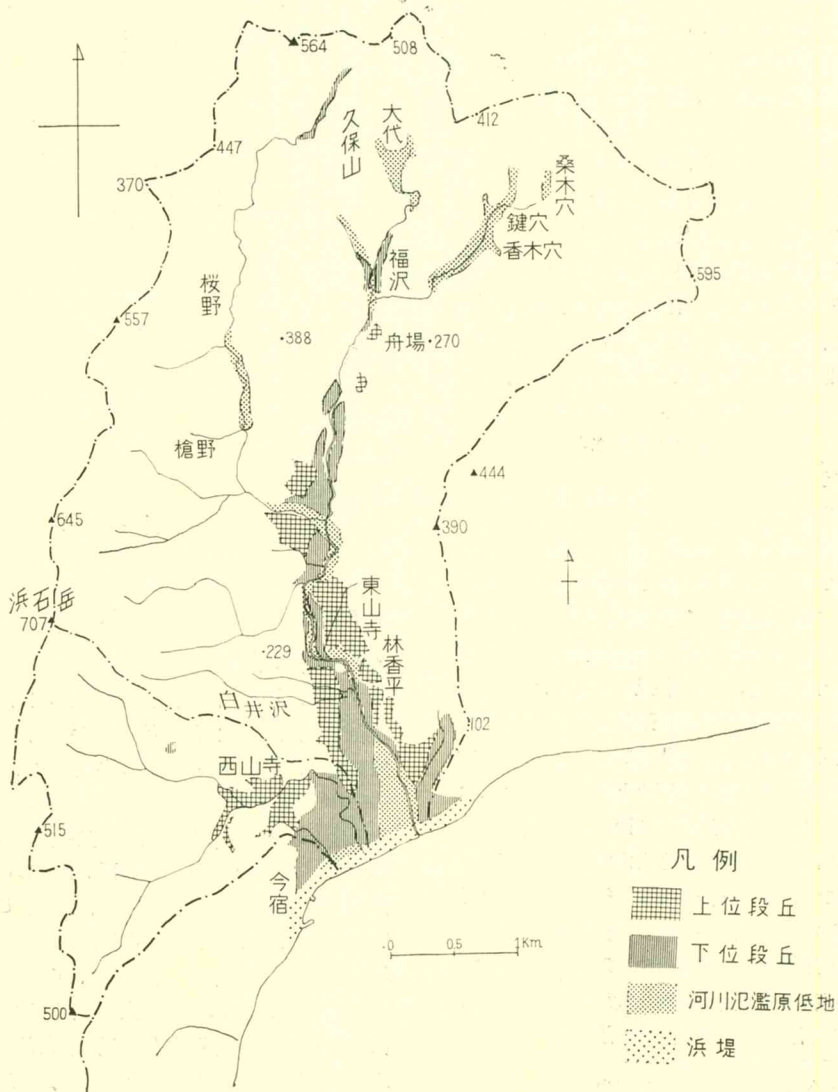


図 5.9 由比川流域平地面地形分類図

がかなり多量なため堆積段丘が発達しているのであろう。

段丘面を刻む狭い谷床に沿って氾濫原低地は中流以下の河道に沿って認められるが、上流部には、谷床を埋めてやや幅の広い扇状地性氾濫原平地部がある（前述の鍵穴、大代付近）。これらは源流部の各支沢に共通して在り、それぞれの下流側にある峡谷状狭窄部によつて河流堆積物が一旦堰止されること、鷺ノ田礫層の崩落による砂礫供給が多量なことから生じていると考えられる。

### 5. 由比川流域の崩壊地

由比川の崩壊地分布図は空中写真\*判読と一部についての現地調査に従つて作成した（図5.10）。これによると由比川中流部左岸と由比川源流部とにかなりの崩壊地が集中的に分布しており、これらの場所では裸地が目立ち荒廃した景観を呈している。地形図による崩土記号は上述以外の場所、例えばD沢の槍野<sup>うつつの</sup>付近、C-1沢にも大面積のものが集中的に画かれている。これらは現在の裸地部分より大きく数が多いので、過去の崩壊の一部は植被を得て復旧状況にあると思われる。小出氏の記述\*\*によると安倍川上流の崩壊は260年前の大地震\*\*\*のときに発生したと伝えられるとある。ここの崩壊地の場合、それと同時に否かは不明だが崩壊の直接的原因となつたであろう地震又は集中豪雨の後、時間を経過するに従つて、地下水湧出や、霜・雪の侵蝕など慢性的侵蝕作用を蒙らない限りにおいて、次第に崩壊面は安定し植生が侵入する筈である。従つて地形図の測図時期と判読に使用した写真撮影の時期には、註記など明瞭でないため、はつきりしないが、かなりの時間的間隙（おそらく数10年）があるものと思われる。地質分布と崩壊地及び地じりの関連をみるため、表5.1に地質と地形図上に雨裂記号のある場所（主に集落名）及び地じりの報告のある場所を対応させてみた。これによると崩壊地の頻発地域は明らかに地質に関連して鷺ノ田礫層と蒲原礫層の分布地域に集中している。

由比川上流の山崩れ頻発地帯は上述の如く洪積世鷺ノ田礫層の分布地域と一致している。鷺ノ田礫層は此の部分で由比川上流が桑木穴（A沢）、大代（B沢）、久保山（C沢）の夫々三つの沢に分岐する合流点の河床付近（福<sup>ふく</sup>沢；海拔150m）を最低所とし、大代、久保山、桑木穴の背後の稜線頂部（海拔450m）を最高所として分布し、付近一帯の山体の殆んどを構成している。上記の海拔高

\* 国土基本図用20,000万分1空中写真（1964年撮影）  
 国土基本図用10,000万分1空中写真（1961年撮影）  
 \*\* これにあたる地震として1703年と1707年の2回東海道に被害を及ぼす大地震があつた。  
 \*\*\* 小出博（1955）：山崩れ，pp.146—147

表 5.1 由比川流域の地じり・崩壊

地	質	地じり(—)及び地形図に崩土又は雨裂記号(〰)のある集落名又は場所
富士火山噴出物，下部熔岩		
鷺ノ田礫層		大晦日(流域外)，久保山，桑木穴，大代，鷺ノ田(流域外)
岩淵安山岩層		大丸山東側
蒲原礫層		入山(以下流域外)，大丸山南麓，東山寺，神沢，堰沢，中村，小金，善福寺，大晦日
城山層*		
浜石岳層		槍野，寺尾**，承元寺(興津川流域)
安山岩類(浜石岳層中の)		
小河内層		白井沢，西山寺，坂本(小河内川流域) 舟場(小河内川流域)

\* 蒲原町背後に小面積露出，中新統。  
 \*\* 寺尾，承元寺，白井沢，西山寺の地じり地はいずれも斜面上部が浜石岳層，下部が小河内層から成つている。

の差から層厚は最大に見積つて300mと推定される。礫層の厚層堆積の原因については、富士川上流部の気候事変又は地盤隆起による堆積物増加の時期のあつたことが推量される。鷺ノ田礫層基盤の岩淵火山の安山岩、集塊岩は、礫層下部においてもかなりの起伏を持つようであり、例えば桑木穴部落の立地する付近で礫層の下位は海拔260mに認められる。鷺ノ田礫層の分布は、東側を金丸山一雨乞山の山体に限られ、西側を浜石岳から延長する山体に限られており、しかもその境界付近では西側で入山断層、東側で中山断層が走り、断層運動は礫層堆積後も継続したが、既に生じていた両断層間の地溝谷の凹所を選んで、鷺ノ田礫層が北方から供給されて埋積したのと思われ、埋積谷が礫層堆積物の地形の原型であつ

たであろう。鷺ノ田礫層地域の崩壊の原因は、崩壊地が急斜面に発生していること、固結度の小さい礫層であることその他に、他地域の「洪積層山崩れ」にみられる原因と共通性があると考えられる。小出博氏の報告\*によると上越沿線五日町一六日町西方の第三紀層山地の山崩れではあるが、類似性があるので下記に引用する。

「南魚沼郡、中魚沼郡 郡境の柴倉峠、中将岳付近の大きな馬蹄型崩壊地は地下水型山崩れではないかと思われる。これらの山崩れは第三紀層のなかでも一番上の礫層の中におこっている。殆んど垂直にきり立つた崩壊面には、第三紀礫層が現われているが、この礫層には褐色のものと青色のものと二種類がある。青色礫層は局部的のもので地層となつていてではなく、このなかには厚さ2m~10m<のレンズ状のペントナイト様青色粘土層をはさんでいる。付近は有名な多雪地帯であるが積雪が根本的原因であるとはいきれない。むしろこの様な地層にできる崩壊地は地下水による場合がしばしばある。地下水が豊富に存在することを思わせる多くの事実があり、大多数の谷や沢では、流域面積に比較して水が多い。また集水面積が小さく、殆んどないような山腹に、かなりの水が湧出している。これらの水は礫層が透水性となつて地下に浸透し、その下の砂岩、頁岩、泥岩が不透水層の役目をはたすから、礫層と砂岩、泥岩層との境では、地下水の流動が多いことは自然であろう。これが上の礫層に崩壊をおこさせる最大の原因であるとみることは、無理ではない。」

鷺ノ田礫層の場合、地下水が崩壊形成営力の有力な一つであることは、崩壊の斜面中腹に滲出水のみられること（大代付近）で充分考えられる。但し下位の不透水層は起伏の大きい岩淵火山岩体（安山岩、凝灰角礫岩など）であり、一部は鷺ノ田層下部の黄色砂層、又は砂層レンズにあると考えられる。又地下水滲出は崩壊を進行させる主要な原因となり、地下水の湧出の影響の小さい場合

\* 小出博：日本の地誌り，p. 182，1955

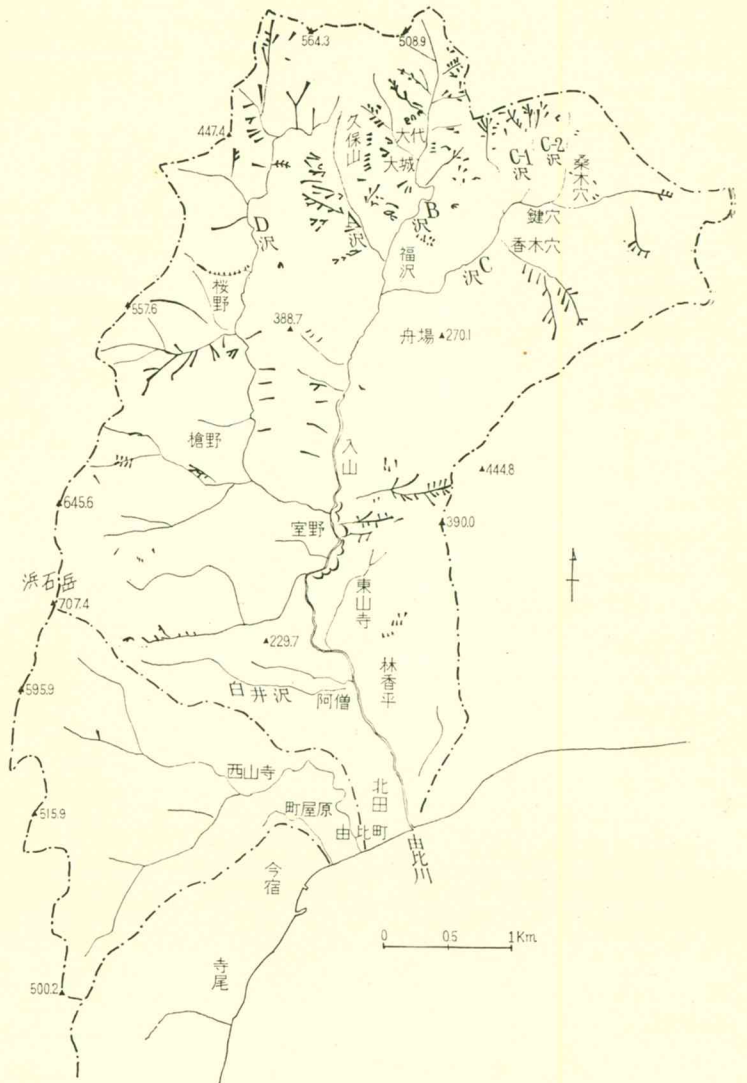


図 5.10 由比川流域崩壊地分布図

は一度生じた崩壊地は、次第に植被におおわれ、一旦は安定すると思われる。従つて沢ごと、或いは崩壊ごとに進行中のものと安定し始めているものがある。

又崩壊分布は同じ鷺ノ田礫層地域のうちでも由比川上流部と大晦日の沢付近に集中しており、全体として礫層地域の西側及び西南側に集中的であると言える。この偏在分布にやや類似する場合の考え方の一つとして、小出氏による天竜川上流の洪積段丘の地下水型山崩れの例がある。即ち

「\*天竜川上流の洪積段丘では、一般に北を向いた斜面がくずれ易い傾向がある。これは洪積段丘の地層が緩

\* 小出博(1955)：前出，p. 149



やかに北に傾いているようなことはないであろうか。つまり地下水は地層の傾斜にそつて北面の斜面に滲出する、その結果北向きが崩れる。事実、地形的にみると、集水面積などは殆んど考えられないところに、なかりの湧水を見ることある。」

鷺ノ田礫層の下限は、北側斜面の有無瀬川流域では海拔250m以上にあると推定され、礫層堆積時の上流側にあたと考えられるので、地下水の全体の流動方向も西南方を指向する傾向が推定される。又大代の谷にみられるように谷床まで礫層から構成される流域は崩壊の発生が多く、一方金丸山山腹西側に付着する部分の鷺ノ田礫層に崩壊発生が比較的少ない。金丸山西斜面の香木穴から舟場の背後にかけては礫層上限下限ともに斜面中腹にあり、その下位には岩淵火山岩が谷床までの間かなりの幅で露出している。そのため主流の側侵蝕及び支流の頭部侵蝕を受けることを免れている。以前は全体に埋積していた礫層が、河川侵蝕のこの部分におけるすすみによつて、現在の山腹に分布する結果となつた。それに対し大代など崩壊の著しい沢においては、谷床より斜面までのことごとくが礫層より成り、谷の頭部侵蝕が旺盛に進行中の時期にあると考えられる。この付近の谷の内、桑木穴部落に北から落ちる谷(C-2沢)には、前述の如く火山岩が露出し、谷壁はむしろ安定している。谷床の火山岩の露出によつて谷の下刻はおくれ、そのため侵蝕が停滞して礫層の崩落は少ない。これに対し、大代の谷は谷床に安定基盤が表われないため、依然として下方侵蝕が進行中であり、これが谷頭崩壊をすすめている根本的原因ではなからうか。河川縦断勾配の比較において述べた如く、有無瀬川は前輪廻性谷床であり、由比川源流は現輪廻の谷頭侵蝕をまともに受けている。

表 5.2 地じり地の概要\*

地じり地名	面積(ha)	地じり防止法との関係	地じり地傾斜	地じり深度(m)
寺尾高山	18.54	指 定	30—40°	1.3—8.0
寺尾庵坂	10.20	指 定	30—40°	1.3—8.0
承元寺**	80.0	希 望	35°	2—80

\* 関東農政局(1964): 昭和38年度関東農政局管内地じり防上事業調査報告書 —その2—

\*\*但し承元寺は、興津川流域であり、その場所は新幹線のトンネル位置にあつている。既に砂防施設が施工されているが、溪岸に小規模の押出しがみられる程度で、寺尾のような、一まとまりの大規模な型の地じりではない。

\* 由比町役場資料

## 6. 地じり地

第1節でふれたように、入山断層の破砕帯に沿う地じり地帯として、由比川流域では右岸の浜石岳斜面下部にあり、その南につづく由比、寺尾付近背後の斜面は著名である。このうち地じり防止法に指定され、又は適用を希望しているものは三つである(表5.2)。

地じりの動きについての記録のあるものを要約すると以下の如くである。

### (1) 西山寺地じり\*

- 1) 鐘平(つきがね)—西山寺字坂の上、堂の前から300mの地点—において、昔地じりのため亀裂を生じ、堂の前の窪地より多量の湧水があつた。
- 2) 江戸末期、水害のため地盤がゆるみ、人家が危険となつた。
- 3) 1903年—1908年、湧水が減少した。坂の上、久保田、大衛において、降雨毎に亀裂、地じりがあり、民家の一部が移転した。
- 4) 1910年8月、霖雨及び豪雨の後、坂の上の上部に南北700m、高さ4mの陥落を生じ、坂の上、久保田、大衛に無数の亀裂を生じた。そのため20戸の住家が移転した。
- 5) 1923年、大地震後地じりを生じ、以来緩慢な地じりをつづける。

### (2) 北条山地じり\*

1952年、西山寺付近の北条山、長野の柑橘畑に地じり崩壊が生じ、水道、道路を欠潰した。

### (3) 今宿地じり\*\*

1935年、じりがひどく、植物が育たぬようになった。浜石岳層泥岩から成り、泥岩が粘土化して滑材となる。(にぎり沢、1952年8月施工)

### (4) 由比寺尾地じり\*\*\*

- 1) 天明年間
- 2) 大正末期 1923—1925
- 3) 1941年7月、寺尾沢
- 4) 1948年7月 アイオン台風、中の沢上部が崩壊し、7,500m<sup>3</sup>土砂流出
- 5) 1961年3月、中の沢の上部で、寺尾沢と三角形をなす地塊(幅200m、長さ150m)が滑落すると共に下方約8haの緩斜地もすべり出し、地じり土砂120万m<sup>3</sup>が泥流化し、中の沢、寺尾沢を埋没した。

\* 由比町役場資料

\*\* 関東農政局計画部(1964): 昭和38年度関東農政局管内地すべり防止事業調査報告書 —その2—

\*\*\* 国営由比町地すべり防止工事事務所(1965): 由比町寺尾地すべりの概要

上述の地這り地と地質との関連はきわめて明瞭であつて、表 5.1 による如く、浜石岳層と小河内層の境界部と地這り地が一致しており、地這り斜面上部が、礫岩質浜石岳層で局部的に安山岩層を挟み、下部は小河内層の泥岩質で、その中に破碎部が認められる場合もある。傾斜は斜面上部で $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 、下部で $20^{\circ}$ 以下、特に上部斜面の急傾斜は、一般の第三系山地の地這り地が比較的緩斜地であるのと異なっている。

#### 1961年3月の由比寺尾地這りの特色

1961年3月14日の地這りは、突然におこつたのではなく、以前から降雨のたび毎に、小さな移動量で滑動していたと推定される。1月～3月の降水（1月～3月、降雨日数18日、総降雨量314mm、最大日雨量61mm）によって、下部の堆積土砂帯（緩斜面）が滑動をおこし、その移動により上部の急崖を蔽つていた風化層が崩落し、更にこの崩落した土砂の重圧によつて、下部緩斜面の安定が破れ、二次的な滑動を誘発したため、この土砂が寺尾沢、中之沢の流水と混入して泥流となり、両沢を下ると共に緩斜面が匍行運動を継続した。

下部緩斜面は傾斜角 $7^{\circ} \sim 10^{\circ}$ であり、その上層の滑動土塊は、極めて軟弱な粘土より成つている。降水や地表水滲透により、容易に水を吸収して膨潤し、強度の低下する可能性がある。

上部急崖では、その下半が傾斜角 $55^{\circ}$ 、長さ60mの斜面、上半は $35^{\circ}$ で160mつづき、さらに頂部には緩斜面と帯状の凹地（幅20m×140m）がある。凹地は畑地となり、降水の浸透度高く、地表下の岩石の風化がすすみ、亀裂も多い。上部急崖の地質は浜石岳礫岩層に属する凝灰質礫岩、砂岩、集塊岩、泥岩から成り、節理、亀裂が多く、その間隙は風化粘土、砂質ロームで充填されている。下部緩斜面は、小河内層群に属する泥岩の厚層を主とし、時に凝灰岩をはさむが、その表層はかなり深く（所により数10mの深さ）軟弱な風化粘土層となり、さらに表面は過去の地這り、崩壊によつてもたらされた堆積土砂礫が数mの厚さで蔽う。全体の地層の傾斜は斜面に対して、むしろ逆層をなし、層面地這りではない。従つて地這りの主役は泥岩質岩石の風化層と上部の急傾斜が果しているものとみてよい。

由比地這りを初めとして、この山地の地這りは、小出博氏の分類による“地這り性崩壊”<sup>\*</sup>の範疇にはいると思われる。“地這り性崩壊”とは、普通の山崩れと地這りの中間的のもので、地這りに具備されている性格—基盤岩石中に滑動面があつてこれを境に上の岩盤が這るなど—を有し、しかも一般的地這りとは異なつて急な斜面

\* 小出博(1955)：日本の地這り，pp. 77—84

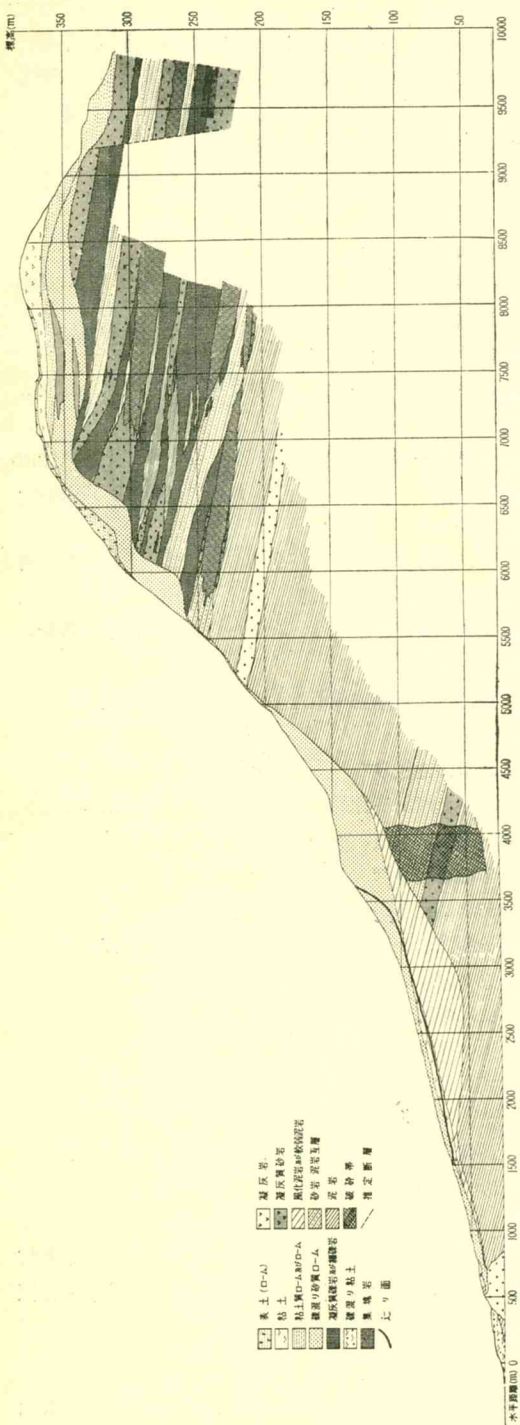


図 5.11 由比寺尾地這り地質断面図

表 5.3 由比川流域の地形区分

地 形 区	地 質	海 拔 高	
1. 浜石岳山地	1 a. 浜石岳山地	浜石岳礫岩層 小河内泥岩層	500~700m>*
	1 a-s 由比地送り地	浜石岳礫岩層、小河内泥岩層 境界部、入山断層破砕部	200~300m>*
	1 b. 今宿、白井沢丘陵地	小河内層泥層 浜石岳層安山岩、断層破砕部	150m>*
2. 大丸山山地	2 a. 大丸山、金丸山山地	岩淵安山岩、凝灰角礫岩	300~600m>*
	2 b. 鷺ノ田山地	鷺ノ田礫層	450m>*
	2 b-p 大代理積谷	沖積砂礫層	200~230m>
	2 c. 舟場、香木穴山麓緩斜面	岩淵安山岩、凝灰角礫岩	200~300m
	2 d. 蒲原丘陵	蒲原礫層	200m>*
3. 由比川河谷及び臨海低地	3 a. 由比川段丘、低地	洪積段丘礫層 沖積砂礫層	段丘 30~180m 低地 10~150m
	3 b. 町屋原段丘	洪積段丘礫層	10~60m
	3 c. 沿岸低地	沖積砂層礫層	0~15m

\*はおよその稜線高度を示す

におこり、運動の速さの速いことが山崩れと似ている。これは破砕帯、第三紀地域、温泉変質帯にみられ、勿論この地域は前二者に属し、入山断層に沿う第三紀層中に認められる訳である。破砕帯に大規模の地送り性崩壊がおこると、それを機会に河川は荒廃の方向をたどり始める。豪雨、長雨と関連しておこるが、そのあと一両日たつて送り始め、大規模になると山津波に発展する。地送り粘土と大量の土砂礫を押し出し、部落を埋没したりなどするので、地送りの中では危険な型である。

又、由比地送りにおける下部緩斜面の動きは、小出氏の分類による“二次的地送り”又は高野氏の分類による“流動地送り”に該当する。地送り粘土を主とする粘土質堆積物の動きで多く地送り地の末端にあらわれる。従つて由比地送りの上部は地送り性崩壊、下部は二次的地送り、即ち二重の地送り構造を持つている。このことは由比寺尾以外の他の地送り地においても、地質、地形条件がほぼ同様である限り共通と考えられる。

## 7. 要 約

(1) 由比川流域の地形、地質上の局地的特色から表 5.4

に記す地形区に区分した。由比川右岸の浜石岳山地(1)と左岸の大丸山山地(2)と、由比川河谷臨海低地(3)の三つに大区分し、その中を 1a, b, 2a, b……のように細分し、更に必要に応じ付随的な地形区 1a-s, 2b-pを設定した。

(2) 由比川流域には、固結度の小さい礫層、風化作用を受け易い泥岩が分布する上、河谷に沿う南北方向に断層破砕帯がはしるので、地送り、崩壊など土地災害発生条件が予め伏在する。

(3) 中起伏山地に拘わらず、急傾斜部分が多く、早壮年山形を呈しているため、谷壁の下方・側方侵蝕力が大きく、谷頭侵蝕も著しい。その場所に蒲原礫層、鷺ノ田礫層が露出している場合には、集中的に多数の崩壊地を発生している(地形区 2b, 2d)。河道が曲流を示す場所の段丘礫層や第三系泥岩層も岸欠潰をおこし易い(由比川沿岸及び小河内川沿岸)。崩壊地の直接の原因は、集中豪雨、地震が考えられるが、慢性化している場合の原因は、礫層の固結度や河川侵蝕の条件のほかには地下水湧出が考えられる。

(4) 地送りは第三紀凝灰質礫岩層と泥岩質層との境界付

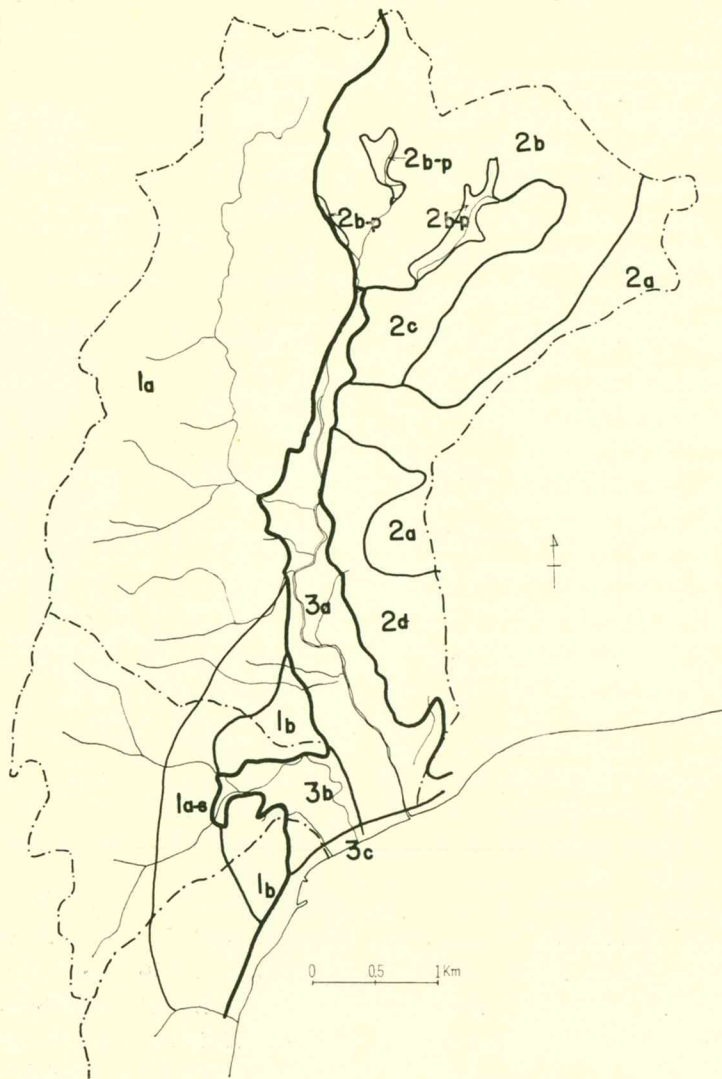


図 5.12 由比川流域地形区分図

近におこっており、ここが断層破砕部と一致して南北断層に沿う地回り地帯を形成している(1a-s地形区と、北の大晦日付近)。地回り斜面の上半は急傾斜、下半は緩傾斜で、上半の地回りは崩壊性地回り、下半はその崩落物を移動させる二次的地回りの形式をとっている。

(式 正英)

なお、本報文に使用した資料の提供に関しては、静岡県消防防災課芳村豊、杉山弘蔵氏ほか課員各位、森下友

治氏(静岡県治山課)、三原康義氏(静岡県林業指導課)横山和氏(国営地すべり工事々務所長)、近藤鳴雄氏(静岡県農事試験場)の御協力を得た。又、資料の整理、付図の作成にあたってはお茶の水女子大学地理学教室細井玲子氏、馬場由美子氏の御助力をいただいた。文末を借り深く感謝する次第である。

— 1966年3月 —

## B. 庵原山地西部および有渡山塊の地ごとりと山崩れ

### はしがき

静岡県総務部消防防災課では、ここ数年に亘つて、県下各地域の防災土地条件調査を実施して来た。ここでは、この調査の一環として行われた、庵原山地西部の地ごとりと有渡山塊の山崩れについて報告し、本地域の防災対策樹立のための基礎的資料に供しようとしたものである。

### 1. 素因としての地形および地質

#### (1) 庵原山地

庵原山地は、赤石山地の支脈として、雨畑川～安倍川以東の地域を占めており、東縁は富士川及び由比川によつて、矢子山脈及び蒲原丘陵に接している。この山地はほぼ南北方向に走る階段状の山地列と、組織に適応して配列する水系列（南北方向又は北西～南東方向）によつて特徴づけられる。庵原山地の高度分布は、安倍川分水界附近及び七面山附近で最も高く、1900m以上の山頂高度を示している。山地はここより漸次高度を減じて興津川流域に至るが、安倍峠より地藏峠の間には、1600～1700mの高度分布を現わしている。この南北に走る主要分水山地の東部には、身延山、鷹取山、篠井山などの1300～1100mの山稜が連なる。興津川源流部では、主要分水山地の標高は1500m前後にあつて、田代峠、徳間峠附近にみられる1100～800mの身延山列の山稜とは明瞭な相違を示している。（図5.13）図5.13はこの地域を東西に横切る投影断面図で、主要分水山地との間に400m前後の高度差をもつ山稜の存在を認めることができる。主要分水山地は、この地域より南部においては、1400～1000mの標高を保ちながら、竜爪山、文珠嶽に至るが、ここより南部では急に高度を減じて、賤機山（140m）

南部において、安倍川の三角洲扇状地の下に没している。興津川流域においては、身延山列に属する山稜は、北部ほど高く、1200～800mを示し、南部では漸次低くなり、800～400mの山頂高度を示している。この山地列の南部は巴川本支流、庵原川、山切川などのほぼ南北に流れる河川によつて分けられた狭長な山稜となり、出入に富んだ山麓線をもつて巴川低地帯に臨んでいる。又庵原山地の東南部も急崖をもつて駿河湾の深海に臨んでいる。なお、図5.13によつて示されるように、身延山列の東縁は急崖をもつて300～500m前後の山地に接しているが、この急崖は後山衝上断層に基因する開析断層崖の一部であろう。

庵原山地の山形は、早壮年から壮年の開析されていて、山稜のところどころに前輪廻の平坦面が残存している。これらの平坦面は階段状の配列を示しており、山麓階として発達したものと考えるよりも断層、撓曲などの地盤運動に基因するものとするのが良いであろう。なお、庵原山地の山形のいま一つの特徴は図にもみられるように、南北に走る主要なる山稜の東西の両斜面が非対称をなしていて、東斜面が西斜面よりも急傾斜を示す山稜が多いことである。この種の非対称的な斜面をもつた山稜は、地質構造に因るものが多く、斜面上の岩屑の厚さやその性質の相違と相俟つて地ごとりや山崩れなどの山地災害に影響するところが大きいのである。

谷形は、山地北部ではV字型を示して急な谷壁斜面が多く、縦断面曲線上にも侵蝕の復活を示す遷急点が形成されている。早川支流の雨畑川では、600m附近に落差40mの大きい遷急点が形成されていて、これより上流部の河床は平衡状態に達しているが下流部では旺盛な下方侵蝕が行われている。春気川の縦断面曲線上にも460m附近に遷急点が形成されていて、その形状は雨畑川に類似している。山地中部の戸栗川、富士川流域では上中流域の谷形は幼年形を示しているが、下流域には狭長な谷底平野が現われ、横断面形も幅広いV字型をなしている。

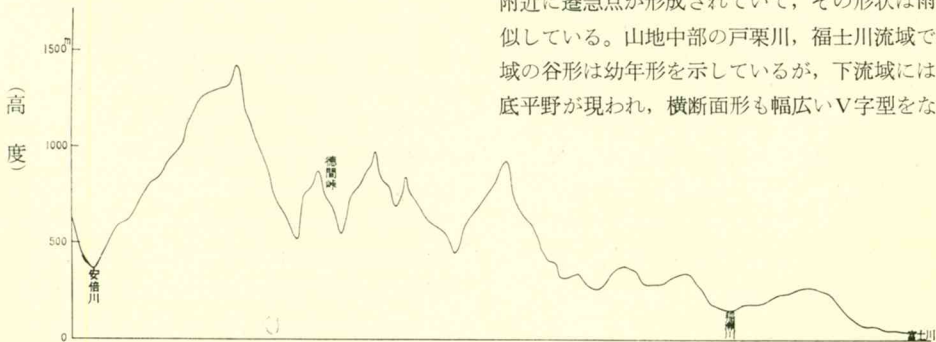


図 5.13 投影断面図

本図は、徳間峠を横切つて東西方向に切断線を施したものである。（横軸は1cm=2km）

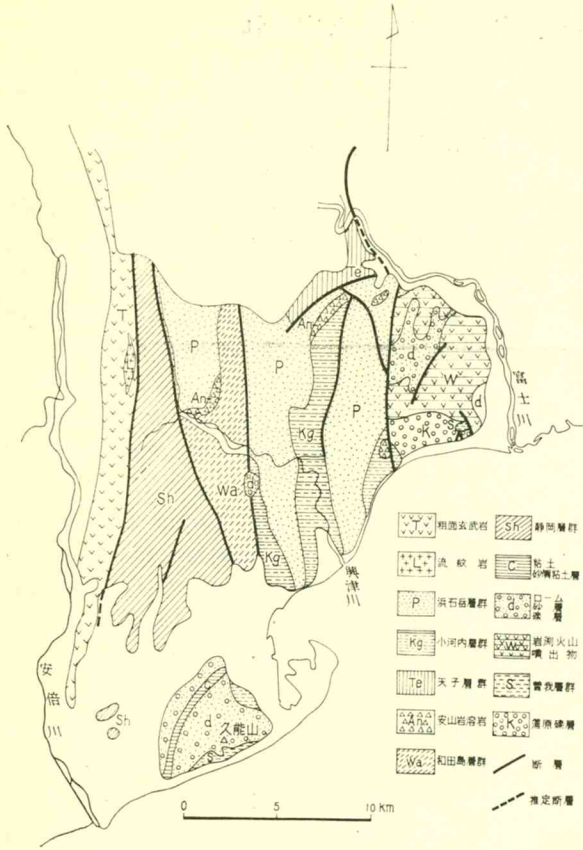


図 5.14 庵原山地地質図

縦断面形をみると、戸栗川では 320m 附近を境にして縦断面形が大きく折れ曲つており、福土川においても 300 m 附近よりこの傾向が現われ、両河川ともその附近より谷底平野の発達が見られる。南部にある興津川流域では本流や中河内川の河床は上流部まで谷底平野が発達して、横断面形は浅い皿状をなしている。又、縦断面形を見ても、興津川本流の河床には、標高 480m 附近に小規模な遷急点が見られる他は、上に凹面を向けた平衡曲線に近い状態を示している。これと同様な性質は、支流の中河内川、布沢川にも現われていて、中河内川では 260m 附近に、布沢川では 300m 附近に、小規模な遷急点が見られ、ここより下流部の河床は平衡に近い状態を現わしている。庵原山地の水系分布をみると、(1) NNW～SSE 方向に配列する水系と、(2) NW～SE 方向に配列する水系とを認めることができる。前者の水系は興津川上流（出羽～川合野間）、中河内川中流、庵原川、巴川上流、相又川中流、春気川、波木井川中流にみられる。後者の水系は、福土川中流、石原川、横沢などの流路にみられる。これらの水系は、山地内の地質構造に適応して配列する適従

河川と考えることができる。従つて NW～SE の組織に適従した地域ではやや幅広い谷底平野が連なり、山陵を横切る北東～南西方向の流路では谷底平野の幅が狭くなつて谷壁斜面の傾斜もやや大きくなつていいる。興津川流域では、この部分において、谷壁斜面より岩屑の供給が行われていることが知られる。なお、庵原山地の高度分布、谷形、及び河川の縦断面形などから山地の地盤運動を推定すると、山地北部ほど隆起量が大きく、それに伴う侵蝕の復活もみられ、起伏量も谷壁斜面の傾斜もともに大きくなつていいる。山地中部及び南部地域では、地盤の隆起は顕著ではなく、南部地域の山地南縁では沈水型の山麓線を示して、地盤の沈降が継続していることが知られる。このような庵原山地の地盤運動の性質は、山地における土砂礫の生産や流出にも深い関係をもつていいるのである。

庵原山地は、又地質的には、フオツサ・マグナの南部にあつて、新第三紀の地向斜状堆積物よりなり、複雑な地質構造を示している。山地を構成する地質岩石は、第三紀中新統の静岡層群、和田島層群、小河内層群及び鮮新統の浜石岳層群と安倍川本流の東に長く直線状に噴出するアルカリ玄武岩類などよりなつていいる。(5.14 図) 静岡層群は、最も西にあつて、興津川上流の湯野と庵原川中流の伊布佐とを結ぶ断層線以西を占め、主に砂岩頁岩の互層よりなる。下部と最下部とに黒色泥岩があり、中部は暗色の凝灰質の砂質泥岩である。静岡層群は、大井川層群と同じく中新統と考えられていいる。和田島層群は、静岡層群よりなる地域の東側にあつて、フリツシュ型の互層、泥岩層、砂岩泥岩互層からなり、静岡層群との境界は衝上断層で境されていいる。

なお、和田島層群は、上述した衝上断層と山切～樽崎間の断層に挟まれた地域を占めていいて、南北軸の向斜をなして横たわり、東側は不整合に茂畑礫岩に蔽われていいる。

小河内層群は、興津川下流域から小河内川流域に亘る地域と山切、広瀬間の狭長な地域に分布する。軟弱な砂岩と泥岩とが、各々数 10cm 以下の厚さで互層する極めて整然とした地層よりなり、粒度は一般に下部のものが上部よりも粗粒であり、また北方に堆積したものが南方に堆積したのものよりも粗粒になつていいる。砂岩は一般に凝灰質物質を多量に含み、下部には特に白色の閃緑岩に類似した外観を呈する部分が認められる。本層の砂岩の一部には風化を受けて褐色を呈し、玉葱状に剝離する性質がある。泥岩は黒色ないし灰青色を呈して軟弱であり、風化すると細片に砕け易い性質をもつていいる。

浜石岳層群は、小河内川流域の西と東に分布していて、西のものは高根山山稜と、その北方に連る山稜を構成し、東のものは、浜石岳山稜を構成している。本層はこの他にも、興津川上流域の徳間峠周辺にも分布している。岩層は全般的に凝灰質であつて、暗緑色の粗粒岩を主として、砂岩、泥岩及安山岩質熔岩流を挟んでいるが、層位的な関係は岩相の変化が激しいために明らかではない。浜石岳層群は、小河内層群に属する泥岩層の上に、直接に本層の凝灰質砂岩、凝灰質角礫岩又は熔岩が蔽つていて、両者は整合関係にあるが、北方では不整合関係にあるのではないかとされている。

なお、庵原山地西部のアルカリ玄武岩類は、赤石山地の東縁を限るかのようになり、安倍川の東に直線状に連なっている。これらは、大井川層群の堆積時に海底に火山として噴出したもので、主体をなすのは粗面岩で、その北部の曹達粗面岩が、南部に加里粗面岩が多くなっている。静岡市西南部では玄武岩、粗面安山岩、粗面岩などからなっている。

庵原山地を地質構造的にみると、西南日本から東北日本へ歩踏み入れた地域に位置しているので、地質構造は西南日本の外帯と密接な関連をもっている。大井川以西では比較的一様な構造がみられるのに対して、以東の地域では、激しい褶曲や衝上構造及び地塊構造に示されるような複雑な地質構造がみられる。これらの地質構造を形成する運動は、最近地質時代以降においても行われていて、その余波は、第四紀まで継続している。庵原山地では、N-S又はNE-SW方向の走向が卓越し、静岡層群や浜石岳層よりなる山地では、褶曲や断層構造と地形とが結びついてケスタ・リッジが形成されているところがある。

## (2) 有渡山塊

次に有渡山塊の山崩れの素因としての地形及び地質について述べる。

有渡山塊は静岡平野の東南部にあつて、庵原山地とは静岡平野及び巴川の低地によつて境される。山塊はドーム状地形の一部が残存するような形状をなしており、海岸に向つて逆傾斜をなしている。山塊の最高峰は有渡山(307.2m)の周辺にあつて、ここより西側、北西側及び北側には緩傾斜面が拡がっているが、南側と東側は急崖をもつて、駿河湾及び三保半島基部部の海岸平野に臨んでいる。西側より北側の緩傾斜面は、有渡山塊の山頂部附近の平坦面(日本平)と、山麓の平坦面とに分れ、両者の中間すなわち山腹には開析が進んで平坦面は残存していない。山麓の平坦面の一部は静岡大学の土隆一氏によつて、日本平に対比され、更に北西側に分布する一段低い平坦面は同氏によつて、国吉田面と言われ、両者

の境界にはNE-SW方向に走る崖がみられる。斯様に日本平は山頂部と山麓部に分離されているために、山麓部には、ケスタ地形に類似した地形が形成されている。なお、この斜面上の水系をみると、山塊の西側には短少な水系が発達するが、北西側には長大な水系がみられる。この種の水系発達にみられる差違は、有渡山塊の地形、地質構造から推定される地盤運動に原因することが指摘されており、又、北西側の山腹から山麓にかけて、侵蝕を受け易い泥層が分布することにも原因するであろうと言われている。長大な水系の源頭部には特徴のある広く浅い谷がみられ、風隙の地形を形成している。南側の急崖は、有渡山及び山頂部に残存する日本平より一連の急崖をなして下るものではなく、急崖の山腹に久能山附近にみられる150m前後の階段状の平坦面が発達している。この階段状平坦面の下部には、幅500m前後の階段状の地形が附着し、その上を傾斜の急な扇状地が蔽つている。なお、南側の水系は短少であつて急流河川をなしており、一部には天井川の発達がみられる。

有渡山塊の東側は、北西側とは地形がかなり相違し、開析は進んでいて、山麓線は平川地より南矢部に至る弧と、それより南、駒越まで続く2つの弧よりなっている。この山麓には旧期の海蝕崖が形成されており、その前面には狭長な海岸平野が発達している。

有渡山塊を構成する地層の層序や構造をみると、最下

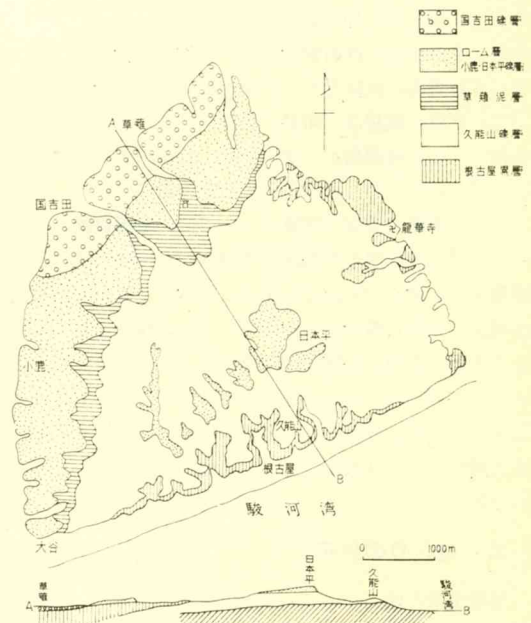


図 5.15 日本平・久能山付近地質図ならびに断面図

部には鮮新世末期に属する砂泥層（根古屋累層）が露われ、その上に斜交不整合の関係で厚い礫層（60～160m）よりなる久能山礫層が蔽っている。（図5.15）この久能山礫層は礫の組成からみて、旧期の安倍川系河川の運搬した物質と考えられ、山塊東南に向つて厚く、そこに三角洲の前置層にみるような傾斜した層理が発達している。なお、この久能山礫層の時代は洪積世初期とされている。久能山礫層を不整合に蔽う砂泥層（草薙泥層）は、有渡山塊の西側から北側に帯状に分布し、山麓線から山頂の方へ向つてアバウトしながら堆積し、山頂部では薄失している。この草薙泥層に整合的に重なる小鹿礫層は、20～35mの厚層をもつて山塊の西側、北西側、北側の山麓に広く分布している。小鹿礫層はかつては有渡山の表面を一樣に蔽っていたが、山塊のその後の隆起の結果、現在のように山頂部と山麓とに分離したものと考えられている。この小鹿礫層は、山塊の西北麓にのみ分布し、小鹿礫層と草薙泥層の一部を侵蝕して堆積したものである。小鹿礫層との境界には河成の侵蝕崖と考えられる地形が連続してみられ、この礫層もかつての安倍川系河川の河口扇状地堆積物と考えられている。

斯様に有渡山塊を構成する地層は、3つの不整合関係をもつて接した4群の地層からなることが知られている。なお、有渡山塊の地質構造は、山頂附近を横切つて、NE～SW方向に長軸をもつた楕円形の曲隆構造を示していて、下位の地層ほど傾斜が急になっている。これは、有渡山塊の曲隆運動が、少くとも、久能山礫層の堆積後から行われてきたものであることを物語っている。

なお、南側の急崖の生成については、断層運動によつて、有渡山塊の南半が海面下に没したために形成された断層崖との考え方もある。又、この考えとは別に、有渡山塊がその地質構造から考えて、ドーム構造をなしていること及び急崖の海域には陸棚が発達していることなどから、海蝕だけで説明できるのではないかとの意見もある。ともかく、有渡山塊の南側の急崖は、山塊に発生する山崩れ及び土砂流出に対して素因の一つをなしているのである。

## 2. 地じりりの分布

庵原山地の地じりりについて報告するに当たり、ここでは主として興津川より安倍川の分水界に致る山地を対象とした。図5.16は庵原山地の中で典型的な地じりり地形のみられる波多打川及び庵原川流域の地じりりの分布を示した

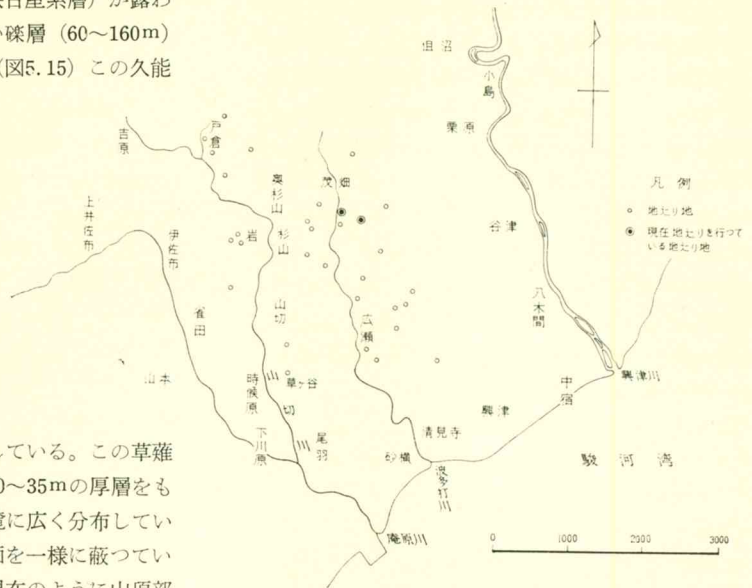


図 5.16 波多打川・庵原川流域における地じりり分布図

ものである。しかし、これらの地じりり地の中には、(1)現在地じりりを起している地じりり地及び(2)地形的にみて過去の時代に発生した痕跡を留めている地じりり地で現在、その運動が止つてしまつたか又は休止している地じりり地などが含まれている。換言すれば、(1)の地じりり地は地じりり運動と直接関連する現象のみられるもので、いわば緊急危険度の高いものであり、(2)の地じりり地は、地じりり可能地ではあるが、現在における緊急危険度のはつきりしないものであると言える。

なお、ここで言う地じりり運動と直接関連する現象というのは、現地調査や聴取により、次に示す現象の一つまたは二つ以上が指摘される場合である。

- (1) 農地、宅地及びコンクリート構造物、道路などに割れ目が出来、その一部が沈下したり、傾斜しているもの。
- (2) 宅地や耕地の石垣がふくらみを示したり、又は崩れ落ちているもの。
- (3) 緩斜面の一部がふくらみを帯びているもの。
- (4) 数年経つと家屋の修理が必要となるもの（障子や雨戸の閉閉が困難となつたり、柱と壁の間に隙き間が出来る。柱を補強するために支えを施すなど）。
- (5) 護岸や砂防堰堤の一部に割れ目が入りブロック化しているもの。
- (6) 大雨の後などには湧水が各所にみられ、それと前後して斜面の一部に割れ目を生じたもの。
- (7) 地震の際に斜面の一部に割れ目が入り、それ以後



(1)~(5)のいずれかの現象が現われたもの。

これらの指標に基づいて、報告者は、かつて徳島県吉野川下流域の阿讃山地及び四国山地の地這りの研究を実施したことがあるが、有用な指標と考えられるので、今回の庵原山地の地這り調査に際しても適用してみた。その結果、波多打川左岸の清水市茂畑（観音平地這り地）において、現在わずかづつではあるが地這り運動を行っている地這り地を確認することができた。

今回は調査期間の関係から、ここに図示してある地這り地形の全部について、地這り運動を現在も行っているか否か現地において確認することが不可能であった。従つて図5.16には、緊急危険度の高い地這り地は、二ヶ所のみ示されているだけであるが、今後の調査によつて確認する必要があるであろう。なお図5.16は縮尺約20,000分の1の空中写真による判読と一部現地調査によつて作成したものである。いま図5.16によつて波多打川及び山切川流域の地這りの分布を概観すると、(1)地這りマスの規模において、又、(2)繰返して滑落の行われたことを示す滑落崖の地形と、その下に存在する地這り地塊の発達の状態によつて、典型的な地這り地形を現わす地這り地が存在する。又、この種の典型的な地這り地形の分布は波多打川左岸の山腹斜面にみられ、ここでは同時に地這りマスが最も大きなものが存在する。北部より、茂畑の池ノ平地這り地、観音平、原地這り地及び広瀬地這り地がこれに属する。これに対して、波多打川右岸の山腹斜面にも比較的多くの地這り地形が発達するが、地這りマ

スや地這り地形の発達の程度は左岸山地に較べて劣つている。大きな地這り地は、茂畑対岸の丸登地域にみられるのみである。なお、山切川流域の地這り地は、地這りマスの規模において、又、地這り地形の発達の程度において波多打川流域のもの程ではないが、奥杉山と戸倉間の山稜の東斜面と西斜面にはやや新しい地這り地形を認めることが出来る。その他の地這り地は、滑落崖も明瞭でなく、生成の時期も比較的古く、地這り堆積物が山腹斜面や沢沿いにわずかに残存しているものである。なお、図5.16から知ることのできるいま一つの地這り分布の特徴は、興津川と波多打川の南北に走る高根山山稜の西斜面と東斜面において、地這り地の分布状態やその規模が著しく相違することである。

これらの地這り地の分布を、地質的にみると、波多打川及び山切川流域の地這りは、第三系に属する静岡層群、小河内層群、及び浜石岳層群よりなる地域に発生しており、山切川流域における一部の地這り地は、南北に走る断層破砕帯上に発達していることが知られる。

#### 4. 地這りの性状

地這り地の地形的性質を知るために、波多打川及び山切川流域の地這りを対象として写真判読を行ない、その結果を補うため現地調査を実施した。図5.17は写真判読（縮尺約20,000分の1空中写真による）と現地調査及び聴取に基づいて作成した波多打川及び山切川流域の地這り地形の分布と地這り地形の特徴を示したものである。

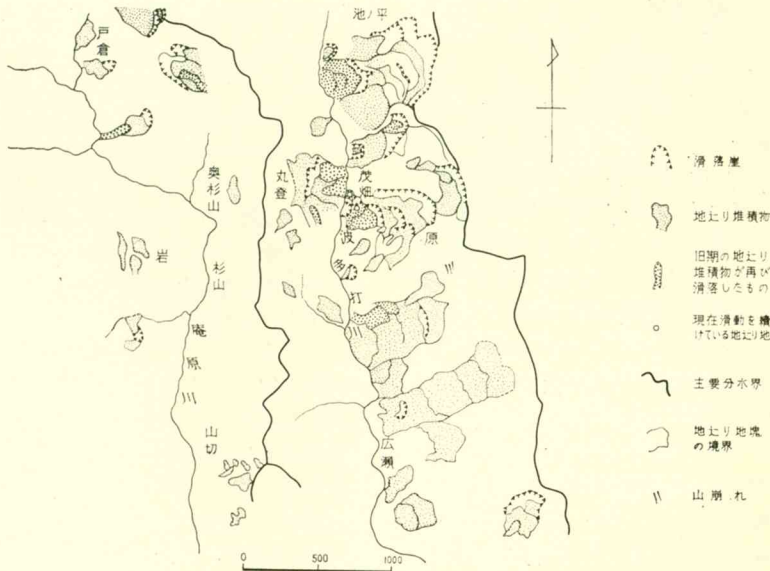


図 5.17 波多打川・庵原川流域地這り地形分布図

これらの地這り地の認定には、以下にのべるような指標によつた。

(1) 地這り地の多くは、一般に山腹又は谷壁斜面下部に存在する緩斜面をなして、その背後の急崖の一部には地這り運動によつて生じた滑落崖が存在する。

(2) 谷壁斜面の下部にまで地這り堆積物が存在する場合には、堆積物末端の急崖やこれを刻む支流に沿つて小規模な地這りや山崩れがみられる。

(3) 山腹斜面にみられる地這り地の一部には、地這り運動が繰返して行われたことが地形の上に現われており、古い時代の地這り堆積物の一部が再び地這りを起して階段状に並ぶ地這り地形がみられる。

(4) この種の地這りによる滑落地塊の上部は、小丘の散在する不規則な小起伏をもち、滑落崖の下には、馬蹄型状に配列する凹地をみる事ができる。

なお、この図には現在地這り運動を継続している地這り地をマークしてあるが、これらは耕地や集落の存在する地這り地の一部に限られる。山地内部の地這り地の中には、現在も地這り運動を継続しているものがあるのではなからうか。斯様に写真判読によつて地這り地の調査をなすことは、地形図上に表現され難い地這りの拡がりやその分布状態、及びそこにみられる種々の地形的特徴を立体的、かつ正確に把握することが可能である。従つて写真判読によつて地這り地の分布と拡がりや地形的特徴をとらえ、更に現地調査や聴取によつて地這り運動の性質を知ることは、地這り地の調査に當つて有効、適切な方法であると言える。

次に波多打川及び山切川流域における地這り分布と地形との関係を見ると、これらの地這り地は地這りマスが大きいうえで、上述した地這り地形を示す特徴の(1)~(4)を兼ね備えているものが多い。殊に波多打川流域の地這り地はこの特徴が顕著である。又、波多打川流域の地這り地の地形的特徴は、山稜の西側斜面に大規模な地這り地が配列している。興津川と波多打川との中間の高根山山稜は、480~360mの高度を示し、分水界は興津川流域に偏つている。そのため山腹斜面の傾斜は、非対称をなして西側斜面の傾斜は、東側斜面のそれよりも緩かであり、山腹斜面も長くなつている。これは図5.13にも示されるように、庵原山地の山形上の特徴とも一致しているのである。高根山山稜のこのような地形的特徴は、地質構造と結びついて形成されたものと考えられる。すなわち、波多打川の河床に近い茂畑の採石場では、構成岩石は浜石岳層に属する暗青灰色砂岩と暗青灰色頁岩との互層よりなり一般に砂岩がちで頁岩層は薄くなつている。ここでの走向はN 8°W、傾斜は10°Wである。又、75,000分の1地質図「沼津図幅」によると、高根山山稜

の北部、長又では走向NNE、傾斜は75°W、高根山の南では走向NE、傾斜50°SW、南部の広瀬では走向NNE、傾斜は25°~35°Wとなつている。斯様に高根山山稜を構成する岩石の一般走向はNNE又はNEであり、傾斜は75°~10°Wである。従つて全体としては高根山山稜は、ケスタ・リッジをなしており、急斜面はケスタの前面崖(受盤側)に、緩斜面は後背斜面(流盤側)に相当するのである。

砂岩、頁岩の互層よりなる高根山山稜の西斜面は、傾斜も緩やかであつて、風化物質も厚く、地質構造に支配されて岩層内を流れる地下水も西側斜面に多くなつている。加えて、頁岩層は地這り運動や風化を受けて容易に細粒となつて粘土化し易く、透水性の砂岩層と互層しているために一層軟化し易く、厚い風化土層の地這り運動を助長するものと考えられる。このことは東側斜面が急傾斜であつて、風化土層も薄く、風化物質が転落又は崩壊を若干起しているのみで、地這り地形が全くみられないのと良い対称をなしているのである。

茂畑地這り地を構成する浜石岳層は、岩層の変化に富んでいて、地這り地の地質的素因も場所によつて異つている。浜石岳層の主要なる構成岩石は礫岩、砂岩、泥岩及び安山岩質熔岩などで全般的に凝灰質であり、殊に泥岩は軟弱で、風化すると細片に分解し易い性質をもつている。この種の泥岩層は、水を含むと容易に粘土化し易く、かつ、凝灰質であることが風化を受けて粘土化を容易にするなどによつて、浜石岳層中の地這り運動の進行を助長しているものと考えられる。第三紀層よりなる地域に発達する地這りの中で、凝灰質の泥岩層地域に発生するものは、新潟県、長野県下(緑色凝灰岩よりなる地域)においても知られていて、これが地這りの地質的素因の一つをなしているのである。

なお、高根山山稜の地這り地の地形をみると、地這りによる、マス・ウエースティングによつて、稜線附近の平坦面が侵蝕されつつあるが、稜線部には平坦面が残つている山稜が多く、地這り地の一部は、この種の平坦面から急斜面に遷移する附近に発生している。地形的には、平坦面上の降雨及び融雪水の浸透が地這りを促進しているのである。

次に上述した地這り地の代表的なものについて述べる。

〔茂畑地這り地〕茂畑地這り地は、波多打川中流域の左岸山地の山腹斜面にある。地這り地は、3群よりなり、左岸山地に2群、右岸山地に1群がみられる。左岸山地の2群の地這り地は、北より池ノ平地這り地、観音平・原地這り地と呼び、右岸山地のそれは丸登地這り地と呼ぶことにする。ここでは、観音平・原地這り地について報告する。

観音平・原地り地は、茂畑東方山稜(400m)の山腹にあつて、大別すると、上中下3段の地り堆積物よりなる平坦地とその背段に3段の滑落崖がある。上段の平坦地は、標高380~360m、中段のそれは、290~240m、下段のそれは、202~190mにある。これらの中で最も大きい地り地は、中段の原地り地で、上段のものがこれに継いでいる。原地り地の滑落地塊の上面には、標高258.2mの小丘があつて、その滑落崖側には浅い馬蹄型凹地を見ることが出来る。この凹地を取囲むようにして更に2つの小さな滑落崖が形成されている。その後には、原地り地の滑落地塊を囲んで滑落崖が形成されているが、滑落崖の東南部は波多打川の支谷によつて侵蝕され、不明瞭になつている。斯様な地形の特徴から考えて、原地り地は、地り運動に際して、滑落地塊が回轉的運動を行つて小丘と原地り地を囲む滑落崖とを形成したものであると言える。この小丘を生じた滑落地塊は、その後、再び地り運動を行つたことは、滑落地塊上面の標高260~270m附近に形成されている小規模な滑落崖の存在によつて知ることが出来る。小丘を取囲む馬蹄型凹地は、このときの地り運動によつて形成されたものであろう。

原地り地の滑落地塊前面の危崖上には、各所に地りや山崩れが行われており、南部ではこの滑落地塊を刻む侵蝕谷の谷頭部において小規模な地り地形が形成されている。又、西部では原地り地の滑落地塊の一部が比較的大きく地りを起し、そこに観音平地り地を形成している。観音平地り地も2つの地り地塊よりなり、1つは庵原農協茂畑支所背後の標高204~186mの地り地であり、他は、一浜寺附近にある198~190mの地り地である。観音平地り地の構成物質は、主として、40~50cm大の細粒~中粒の砂岩塊と、20~15cm大の礫岩塊よりなり、砂岩礫は、風化を受けて灰褐色となり脆くなつている。又、細粒砂岩礫の一部は、風化をうけて、3~2cm大に破碎され易くなつている。礫岩礫も割れ目が入り、脆くなつていて、ハンマーでもつて容易に打ち砕くことの出来る岩塊が多い。これらの砂岩礫や礫岩礫をセメントする物質は、黄褐色の小礫交りの砂層よりなり、地り堆積物の堆積状態も極めて雑然としている。この地り地を刻む谷の谷頭附近には、年間を通じて湧れることのない湧水があり、又、原地り地の滑落崖の下(標高290m附近)にも、異常な干魃を除いては湧れることのない湧水があつて、一部は部落の飲用水に供せられている。これらの湧水は地りの進行に対して大きな影響を与えているのであろう。

観音平地り地では、現地調査や聴取によると、わず

かづつではあるが、現在、地り運動の行われていることが知られる。すなわち、北畑神社の横から観音平に上る農道は、昭和39年8月に建設されたものであるが、コンクリートで舗装された路面や側壁の石垣には既にはつきりとした数条の割れ目を認めることが出来る。又、家屋や耕地の石垣の中にも、ふくらみを示したり、崩れかけているものがみられた。又、家屋の土台をなしているコンクリートの一部に、昭和40年4月17日の地震の後に割れ目が入り、母屋と貯蔵倉兼納屋との間に楔状をなして隙き間の出来つつある家屋もみられた。この観音平地り地の前面においても小規模な滑落地塊が形成されており、家屋の石垣の一部にふくらみがみられた。

斯様な特徴からみて、観音平地り地の一部は、わずかづつではあるが、地り運動を行つているのではないかと考えられる。なお、原地り地で現在地り運動が行われているとの確証は得られなかつた。

この原及び観音平地り地では、不安定な地り堆積物の一部が、侵蝕谷の谷頭附近において、台風や豪雨時に急激に崩壊して災害を惹き起している。この種の崩壊は、昭和33年、34年及び37年の台風時にも発生していて、構成物質の性質や地形などからみて、今後も豪雨時に崩壊することもあり得るのである。

浜石岳の東側斜面の寺尾、西山寺地り地では、地り堆積物の一部が急激に崩落して耕地や集落、交路路などに大きな影響を与えた。茂畑地り地では記録に残されている限りでは、この種の大規模な急激な運動は行われていないようであるが、地り運動と関連する現象の進行状態については絶えず注意を要するであろう。

なお、ここで庵原山地の地りと土砂礫の生産について付言すると、この地域の地りはさして多量の土砂礫を生産していないのである。このことは、地り地直下の河床堆積物の性質や流域における砂礫の堆積状態及び土砂礫生産の指標的地形の1つである扇状地及び天井川が殆んど形成されていないことなどによつても知ることが出来るのである。

興津川上中流域では、庵原山地北部に比較して地盤も安定しており、河流も平衡に近い状態を示していて、谷壁斜面や河床からの土砂礫の供給はさして多量ではないのである。このことは、巴川本支流、庵原川、山切川流域においても言えることであり、これら河川の下流域では地盤の沈降が現在まで継続して行われているために、縦断面曲線は「くの字型」に曲折していて、扇状地の地形も顕著ではなく、土砂礫の生産や搬出は多量ではないのである。

又、地り地の土地利用をみると、稜線附近には林地

が存在しているが高根山山稜西側の緩斜傾面は密柑畑や茶園が広くみられ、東側の急斜面上にも密柑畑が広く分布している。山稜西側斜面上には地盛り地形が存在し、その特徴は既述の通りであるが、地盛り地に広くみられる棚田の景観はみられず、階段状に配列した畑の景観が支配的になっている。

これは、茂畑地盛り地などでは、砂岩や礫岩などのブロック化し易い粗粒岩が多く含まれていて、他の第三紀層地盛り地のように頁岩や泥岩などの粘土化し易く、かつ保水力に富んだ細粒岩が比較的乏しいためと破碎帯上に位置するためではなからうか。

#### 4. 有渡山塊の山崩れ

有渡山塊の山崩れは、地形や構成岩層の特徴などによつて、主として山塊の南側斜面と、東側斜面に発生しているが、保全的見地からみて注意を要する山崩れは南側斜面に多い。(付図 2.1 参照)

有渡山塊の南側斜面を侵蝕する谷の中で、最も集水面積の大きいものは、有渡山の西斜面に発して根古屋にて駿河湾に注ぐ柳沢である。柳沢は標高50m附近より数条の支流が分岐して、源頭部は70°~80°に近い急崖をもつて、日本平の平坦面に接している。源頭部の急崖には、小鹿・日本平礫層や久能山礫層が露出して、植生も貧弱であつて悪地の景観(山稜ぞいの凸斜面の一部はハゲ山に移化しつつあるところもみられる)を現わしている。急崖の中下部を構成する久能山礫層は、20cm以下の砂岩礫と6cm以下の頁岩礫を主とするが、稀には40~50cm大の砂岩礫が含まれる。マトリックスは小礫を含む黄灰色の砂層からなり、砂礫層の一部は崩れ易い状態となつている。一般に70°~80°に近い崩壊面をなし、崩落物がガリー状の侵蝕谷の谷壁下部に堆積している場合が多い。これらの砂礫層は急崖を示しているにも拘らず安定していて、わずかにその表面が割れ目にそつて比較的薄く崩壊する型が多いように見受けられた。砂礫層よりなるこの種の堆積物が、急崖を示すにも拘らず安定していることは、他の地域においても知られている事実である。

久能山礫層や小鹿・日本平礫層の比較的大規模な崩壊は、アイオン台風などの豪雨によつて発生したことが知られている。豪雨時にはこの種の砂礫層は小規模ながら崩壊を繰返している模様で、それに伴う支流の土砂の搬出も行われている。その他、昭和19年の東南海地震などによつても砂礫層よりなる急崖の一部が崩落し、砂礫の生産を行っている。

斯様にして生産された土砂礫の搬出は、容易に行われ

て下流部に扇状地を形成し、一部の河川は標式的な天井川をなしている。これは南側斜面に発する河川が急勾配をなして短少であり、集水面積が狭く、かつ、上中流域が透水性の大きい砂礫層よりなつているために保水力に乏しく、出水と減水が速いことに原因するものである。流水は豪雨時又はその直後を除いてはなく、豪雨時には土砂礫と水との割合がそれぞれ7:3ぐらいの割合で含まれた土砂流をなし、この水を「ノロ水」と呼んでいる。古宿ではノロ水のために、アイオン台風時には小安橋が埋められるほどの土砂流出が行われ、天井川化が進められている。天井川の形成は南側斜面の西南部(青沢、中平松)ほど顕著であつて、この地域にはミヤコダケよりなる河岸防災林が設けられている。

斯様に一部の河川では天井川化が進められているが、柳沢下流部では、砂防堰堤の建設によつて、土砂の流出が少なくなり、最近では河床の低下がみられている。

南斜面東部の増部落を流れる嵐ヶ谷の谷頭部では、昭和36年、37年の豪雨で崩壊が起り、土砂の搬出が行われたが、崩壊地の下部に杉、松、竹、ヤマモモ、檜などよりなる林地があるために、土砂の多くは林内に堆積している。これは嵐ヶ谷の下流部を土砂流出より防ぐために設けられたもので、小規模な林地ではあるが、防災林として、土砂扞止の役割を果たしているのである。谷の出口附近に竹林やケヤキを造成することは集落や耕地、及び設備投資に多額の資金を要する石垣等の栽培施設を土砂流災害から防ぐためにも必要なのではなからうか。

(市瀬由自)

#### 引用文献

- (1) 地質調査所；沼津図幅地質説明書(昭和30年)
- (2) 槇山次郎；日本地方地質誌、中部地方(昭和25年)
- (3) 静岡県；静岡県の地質—静岡県地質図の解説—(昭和31年)
- (4) 土 隆一；日本平とその周辺の地形発達史、地理評、第32巻 第12号(昭和34年)
- (5) 渡辺光；東海地方沿岸地帯の地形誌、日本地誌学(昭和17年)
- (6) 科学技術庁資源局；吉野川流域の水害地形と土地利用(昭和38年)
- (7) 大塚弥之助；静岡県庵原郡東部の地質構造、震研彙報、16(昭和13年)
- (8) 伊田一善；所謂「中央地溝帯」南西部の地質構造、京大、理学部学術報告、4(昭和20年)

## 第6章 興津川流域における水利に関する諸問題

**はしがき** 本研究は、静岡県防災研究の一環として、興津川流域の水利利用の現況把握と地域開発にともなう陸水賦存の変貌等について検討し、今日発生している東海道沿線諸地域における防災上の諸問題にてらして、興津川流域、地域開発に関する将来計画の基礎資料たらしめんとするものである。

ただ興津川については、流量や河床等についての長年にわたる観測資料を欠くので経年变化的に明らかにすることの出来ないのは残念である。

### 1. 流域の概況

富士川と安倍川にはさまれた興津川の流域は、地質構造的にはいわゆる静岡構造線と富士宮構造線の間にはさまれ、主として第三紀の城山砂岩からなる山地およびいわゆる庵原丘陵からなっている。この丘陵地は山くずれや地じりの発生しやすい日本でも代表的な地帯であるといわれている。興津川を始め、その他小河川は、南北方向にならぶ地質構造に適した河谷として発達し、河谷壁には一見不自然な地形を発達させている<sup>1), 2), 3)</sup>。これらは多少ずつくずれたりすべつたりして形成された地形であることが多いといわれるが、この地域の降雨量の多いこと（全国平均1600mmより多いことはいうまでもないが、昭和28～37年の平均によると、西駿河湾、伊豆地区の2,300mm、遠州灘地区の2,000mmより多く、2,500mmとなつている）、台風期と梅雨期における集中豪雨の頻度の高いことからもうなづける。

河谷における土砂生産の見地からもかかる集中豪雨時の地じりや山崩れに対して警戒を要する地域である。なお地じりや山崩れに関しての詳細については第5章市瀬由氏の報告を参照されたい。

興津川は前述のように第三紀の城山砂岩からなる山地を刻んで沖積谷をつくつている。しかし興津川の沖積谷もこれを詳細に見れば何段かの河成段丘を識別することが出来る。

ところで最近興津川河谷においては橋梁、鉄道橋建設、地下水探査にともなうボーリングが各所でおこなわれているので、これらの柱状図から河谷の基盤上に堆積した礫層の厚さ、ないしは基盤高を調べてみると、上流から東海道新幹線鉄橋付近まで、すなわち谷津部落付近まで

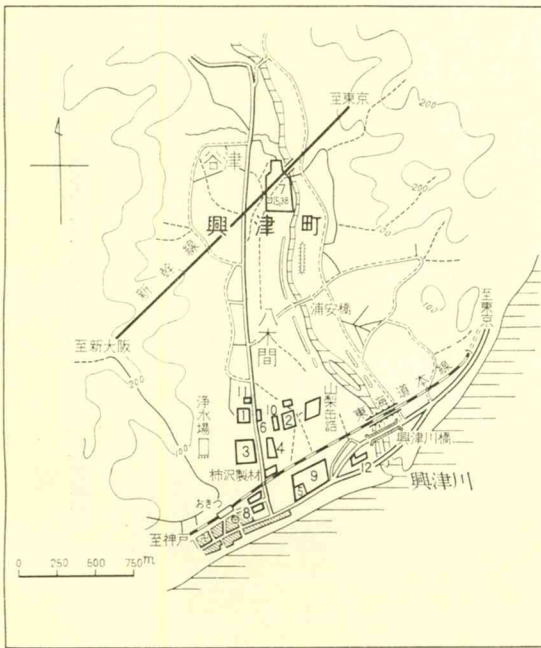


図 6.1 興津川下流域地形概要と工場分布図

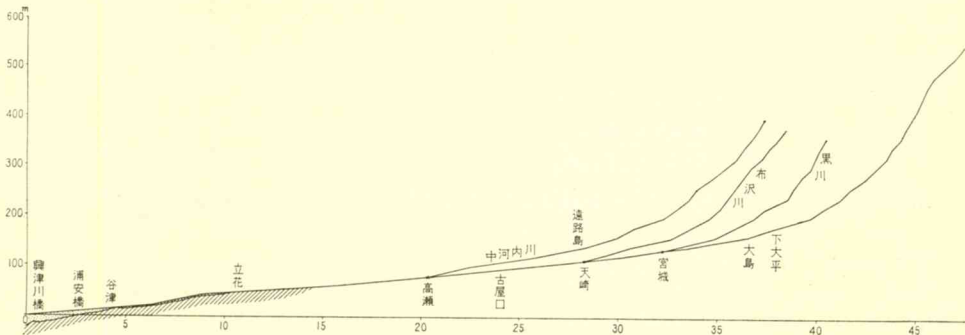


図 6.2 興津川河床縦断面図

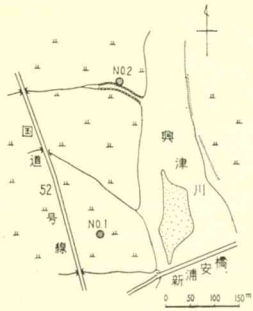


図 6.3 興津川右岸部浦安橋近傍ボーリング地点図

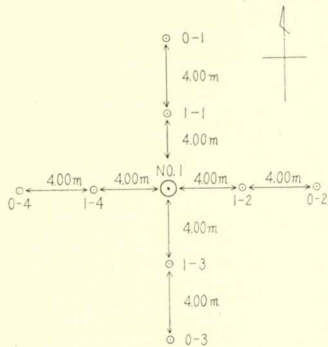


図 6.4 興津川右岸部ポンプ場周辺ボーリング地点図

は、現地調査の結果からも河床に基盤が露出していることが明らかであるが、これより下流部は比較的礫層が厚くなり、東名高速道路橋ないし新浦安橋付近の最深部は地表下30~40mからの堆積厚を示している。ところで河口部の興津川橋下では最深部の堆積厚は明らかでないが、左岸側では地表下15.7m下に凝灰質の砂岩があらわれ、中央部には、これら砂岩ないし頁岩の基盤らしきものが露出しており、この河谷は案外浅く、礫層の堆積厚も薄く、河床の土砂礫の供給地としてはあまり有望でないこともわかる(図6.1~6.7参照)。

以上のような河成段丘、河谷の堆積物の状況からこの地域の地形の形成はかつて山本荘毅博士も指摘したように、次のように考えられる。すなわち、最初興津川が山地に刻み込んだ谷が溺れて、そこに土砂が埋積したが、最近の隆起によつて段丘が形成されたことを示している。谷津部落下流部の砂礫の堆積層は隆起によつて次第に削割されたのであるが、最上部の面は谷津付近のそれであり、第二面は八木間付近の面で用水路付近を境にして第三の面に移行する。興津川の堤防付近には第二の面が自然堤防式に残っている。この下に現在の河床面がくることになる(図6.8参照)。

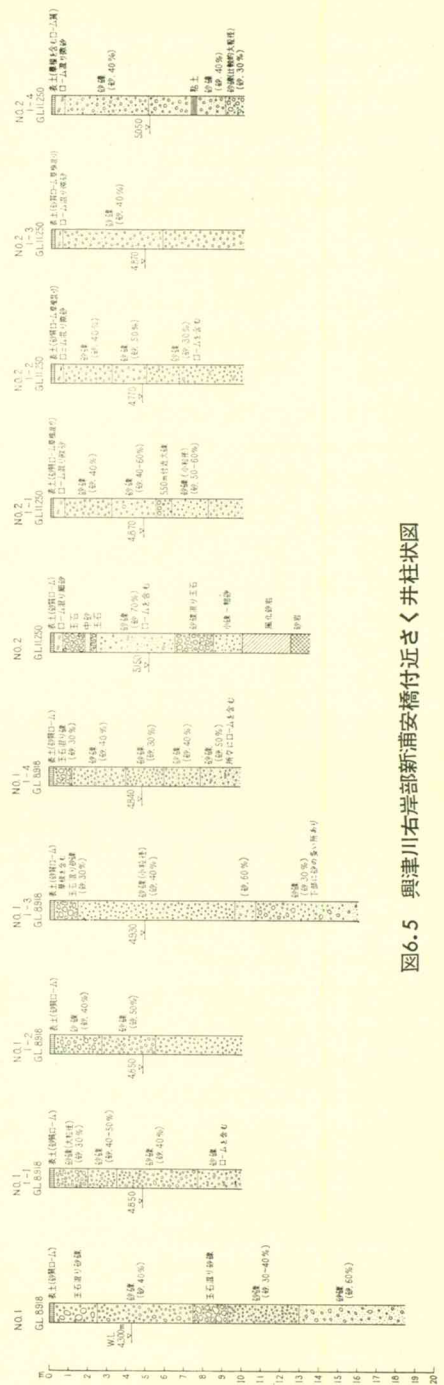


図6.5 興津川右岸部新浦安橋付近さく井柱状図

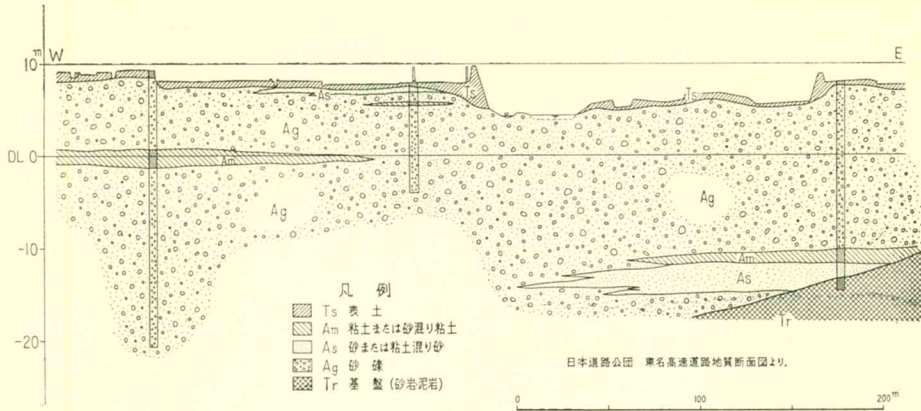


図 6.6 興津川地質横断面図

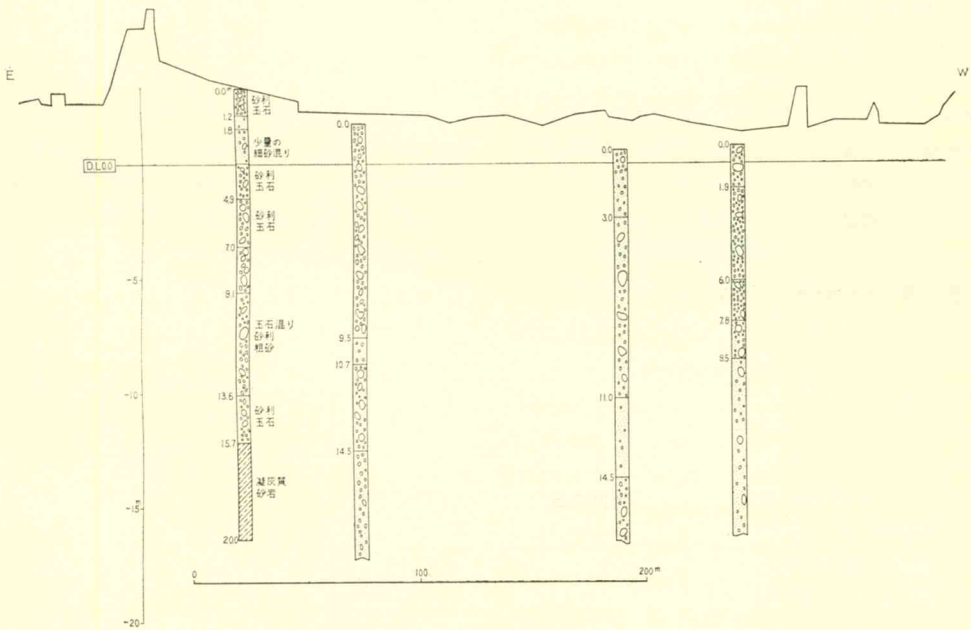


図 6.7 興津川橋地質断面図

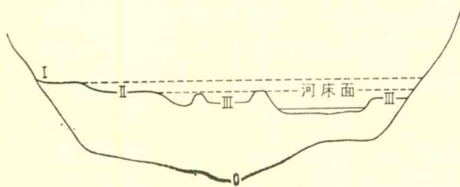


図 6.8 興津川(八木間付近)河谷横断面図

- 第1段階 0面まで谷が刻まれる。
- 第2段階 I面まで川が埋積。
- 第3段階 隆起してII面を河が流れる。I段丘形成。
- 第4段階 更に隆起してIII面を河が流れる。II段丘形成。(乱流したため自然堤防式にII面が残る)
- 第5段階 その後の隆起で現河形成。III段丘形成。
- 第6段階 現在も隆起は継続中。

ところで現河床の砂礫層はほとんど団結しないのに対して、III、II、Iの表面は少々固結しているが、おそらく、各々の少々下層はほとんど同一時代の地層から形成されているものと考えられる。

以上のような地形、地質、河床等の性格は興津川流域の水のありかたにしても、水の絶対量にしても、また土砂の生産にしてもきわめて密接な関係をもつものであり、今後水利用(地表水、地下水とも)、河床砂利採取、海岸防備等人工構造物の建設にともなう自然環境としてのこの地域の変貌を知る上に欠くべからざる基礎的事項と考えられる。

さて、興津川流域の水利用上の諸問題を考察するにあたり、表流水、地下水の賦存概況とその利用現況にふれよう。

## 2. 河川表流水、地下水の賦存とその利用

わが国の中小河川においては、従来流量観測や水質、水温等の継続的観測は皆無にひとしいので、正確に賦存量や利用可能量を推定することは難しい。ところで今日のように急激に水利用が高まってきたのは最早遅きに失した感もあるが詳細な長期にわたる観測の必要であることは言をまたない。

興津川においてもその例に洩れず、太平洋沿岸地域の地域開発の一翼をになつて今後の資料整備の上からも早期観測網の樹立が望ましい。

### (1) 河川表流水

興津川は流域面積  $125.64\text{km}^2$  と求められている。流量資料がないので、正確をきしがたいが、とにかく、静清と岳南地区の中間にあるこの河川は、再地区の水問題を考える場合、大きな存在となることはいうまでもない。たとえば興津川の上流多雨地帯に降つた雨が、貯水池その他の方法によつて貯溜され、有効に使うことが出来れば、清水地域の需給はそれだけ緩和されることになり、従来とかく目につけられた安倍川の負担は軽減され、岳南地域の水対策にも好影響を与えることになるからといわれる。かかる意味からしても今後十分な利水調査と検討がおこなわれなければならない。ところで現況把握には、雨量より推定する以外には方法がない。前述のようにこの地区の昭和29年から38年の降雨量は  $2000\sim 2650\text{mm}$  の範囲であるので、最小値  $2000\text{mm}$  を用いて、安倍川の流出率になつて一応流出率を  $75\%$  として年間総流出量を求めると  $1\text{億}8900\text{万m}^3$ 、日平均にして  $6.02\text{m}^3/\text{sec}$  となる。これは比較的期待しうる推定値で、上流部でダム開発等がおこなわれるとすると少なくとも  $2.0\text{m}^3/\text{sec}$  といどは利用可能ではなからうかと考えられるが、ダム建設等については今後十分その予定地等について検討しなければならない。なお県企画課で1963年出版された「市町村別、水系別、推定平水量、揚水量表」によると、地区内に存在する中小河川についての流量は、観測河川の流量を参考として地区の状況、流域の状況を勘案して推計を行なつたといわれるが<sup>9)</sup>、これによると興津川の推定平水量は  $3.77\text{m}^3/\text{sec}$ 、推定濁水量は  $2.51\text{m}^3/\text{sec}$  と求められている。

ところで国土計画協会が県の委託を受けて、伊豆地域についておこなつた水資源の検討のように、逓減部に入る相当流出高を  $1.5\text{mm}$  とすると  $2.2\text{m}^3/\text{sec}$  が逓減開始流量となるといわれる。興津川は流域面積が前述のように

$125\text{km}^2$  あるので逓減曲線の片対数紙上の勾配を  $-0.120$  とすると、50日無降雨相当濁水は  $0.73\text{m}^3/\text{sec}$ 、40日相当濁水は  $0.91\text{m}^3/\text{sec}$  となり、後にも述べるように既利用流量合計  $0.761\text{m}^3/\text{sec}$  とほぼ同量となるといわれている<sup>9)</sup>。したがつて、これによると現状のままでは興津川には最早余裕はないということになる。したがつて仮りにダム開発をしたり、地下水の函養をおこなつたり、或は河口付近の貯水池等を考えて利用したとしてもせいぜい新規利水量は  $1\sim 1.5\text{m}^3/\text{sec}$  といどではなからうかと考えられる。

### (2) 地下水

興津川河谷の地下水は近年清水市の膨張、下流部の工場進出等にもなつて要求量は次第に多くなつてきているが、その賦存量と可能量等については、かつて山本毅哉博士が清水市の依頼によつて河谷の地下水としてその賦存量を調べたものでいどである。ここではそれらにもとづいて賦存上の特性と利用可能量等について述べよう。

a) 賦存に関する地形、地質 流域概況の項でも述べたように、興津川は第三紀の城山砂岩から成る山地を刻んで沖積谷をつくつている。しかもその沖積谷は何段かの河成段丘から成つている。また河口から  $2\text{km}$  上流の谷津付近には河床に基盤が露出しており、したがつてこれより上流部にはいたるところに基盤が露出して河床堆積物のきわめてうすいことを知るから、いわゆる河谷の地下水は谷津下流部において考えなければならない。ところで谷津下流部は前述のように、ボーリング資料によつてもわかるように、堆積層の厚さもかなり厚く、厚い

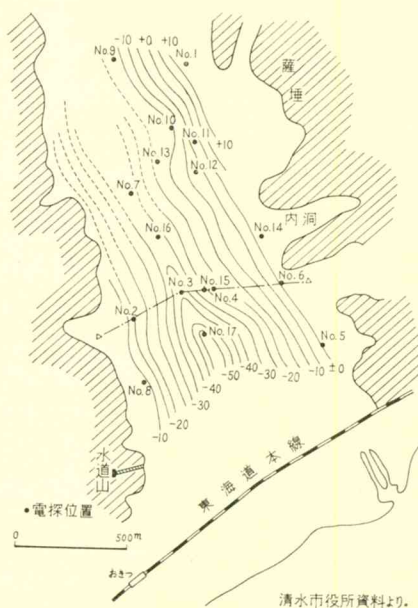


図 6.9 電探調査図 (1)



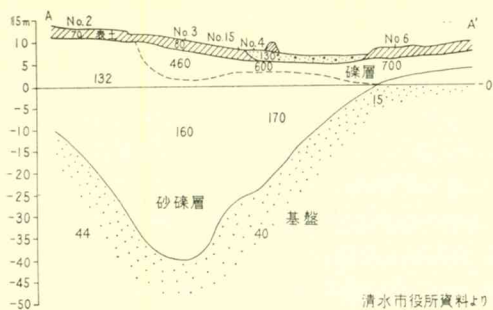


図 6.10 電探調査図 (2)

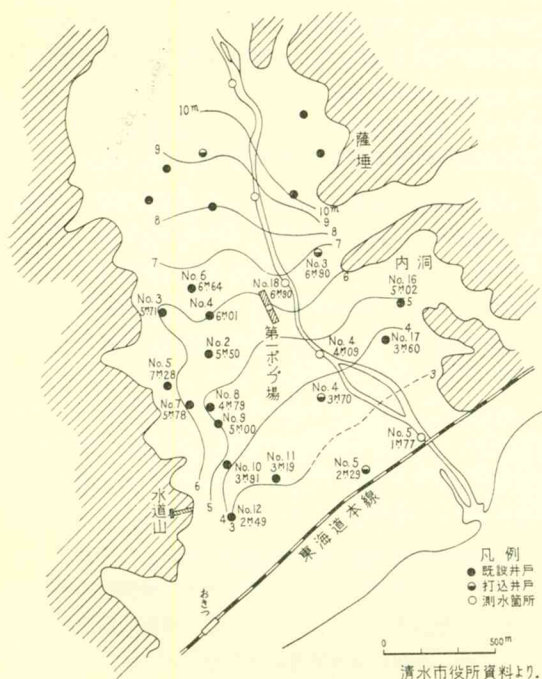


図 6.11 地下水面図

ところでは40m内外もある。山本博士によると、これらの堆積層は隆起によつて次第に消剝されたものであるが、最上部の面が谷津付近のもので、第二の面は八木間付近の面で用水堰の付近を境として第三の面に移行するといわれている (図6.8, 6.9, 6.10参照) ことは前述の通りである。

d) 地下水流動方向 谷形の基盤を埋めている砂礫層中にはいわゆる河谷の自由地下水が存在している。先ずこの地下水の流動方向を知るために既設の井戸19本、打込井戸5本、興津川河畔5ヶ所の測水所で水位観測 (1953) をおこなつた結果から山本博士等はこの地域の地下水面図を作成された (図6-11照)。この図から地下水の流動方向、地下水と河川水の支流関係を知ることが

出来る。すなわち、興津川沖積低地のほぼ中央、現在の興津川流路より西偏して地下水面の谷があり、周辺の地下水がここに集つて下流に流れていることがわかる。河水と地下水の関係を見ると、河水は谷津付近から下流にわたつて右岸に伏流していることがわかる。第1ポンプ場から下流 (測水点No.4以下) で始めて両者が中位の関係になつている。この地下水面図から考えると第1ポンプ場付近では相当強い伏流がおこなわれていることも知ることが出来る。

c) 揚水可能量 地下水の流動は基盤の形態と基盤を埋めて存在する帯水層の性質によつて決定されることはいふまでもないが、前述のように何本かのボーリング資料による柱状断面ならびに山本荘毅博士等による電探による地下地質調査の結果によると図6.9に示したような基盤までの深度分布図が描かれる。これら砂礫層中に滞水した帯水層の厚さ、揚水試験結果から求めた滲透係数の算出によつて第1ポンプ場付近における揚水可能量は20,000m<sup>3</sup>/dayと求められた。今日すでに第1ポンプ場では常時12,000m<sup>3</sup>/day揚水されているから今後要求量が増加し、可能量20,000m<sup>3</sup>/day以上になるこの付近の地下水は水位低下、ひいては地下水涸渇現象さえおこりうるであろう。

### (3) 水利用の現況と問題

河川表流水 (とくに興津川) ならびに地下水の賦存とその量的推定に関しては前項において述べてきたが、これらが今後地域開発にともなつてどのように過不足を示すようになるか現況把握によつて推定してみよう。

静岡県水利用計画書 (1965) によると現在清水市の上水道用水として上流で表流水0.177m<sup>3</sup>/sec (清地取水所沈澱池を通過する自然流下量で、濁度30度以下になると興津でポンプアップする) 下流で伏流水0.35m<sup>3</sup>/sec, 計0.527m<sup>3</sup>/sec取水しており、農業用水としては6ヶ所、合計0.234m<sup>3</sup>/sec, 受益面積124haに対して取水されている。したがつてこれらの合計量は0.761m<sup>3</sup>/secとなる。ところで前項でもすでに述べたように、利用可能量の限界は50日無降雨相当渇水は0.91m<sup>3</sup>/secと求められ、40日相当渇水は0.73m<sup>3</sup>/secと求められた。したがつてこのような数値が妥当となると、少なくとも興津川に依存することは極めて困難である。ただ、この地区では上水道水源の下より畑地かんがい (みかん畑等) 用の水をとつており、下流の梨の木、長通の農業水利権の一部を購入して、清水市上水道の増量強化をはかりつつあるといわれている。ところで昭和50年 (1975), 55年 (1980) を目標として水の需給関係を、すなわち一つのバランスシートを作成すると表6.1のようになる。

表 6.1 清水市管内水の需給関係推定

新規利水 需 要 量	昭和50年 m <sup>3</sup> /sec	55 年 m <sup>3</sup> /sec	供 給 可 能 量 m <sup>3</sup> /sec
水道用水	2.84	4.41	安倍川2,000万m <sup>3</sup> 堰堤で 1.65
工業用水	4.01	5.40	藁科川2,000万m <sup>3</sup> ノ2.55
農業用水			地下水 1.15
計	6.85	9.81	小 計 5.35

(静岡県水利計画書による)

以上のようなわけで、ダム開発等によっても昭和50年(1975)ていどの需要におよ1.5m<sup>3</sup>/secほどの不足を生ずることになる。ましてや1980年においては4.5m<sup>3</sup>/secからの不足となる。したがってダム開発と農業用水の合理化をきわめてたくみに組み合わせ、冬季湧水をも乗切れるようにしなければならない。将来、この5.35m<sup>3</sup>/secに加え10m<sup>3</sup>/secていどの水需要があるとすれば、相当困難な状態になることはいうまでもない。したがってこの解決策としては大井川や富士川等の開発導水も考えられるが、これらの地区についてはまた地下水位の低下や過剰揚水にとまらぬ幾多の災害などもあるため十分な調査による安全汲上げ量および間隔を定め、安易な依存はさげなければならない。ところで大井川、富士川導水については次のような地形的、地理的諸点から、清水市では富士川導水も可能であるが、静岡市においては大井川依存の可能性が強いものと考えられる。すなわち清水市に対してはいうまでもなく静岡市に対する大井川導水を考えても、大井川は発電用ダムが連続的に建設されているため、新期利水のための発電用ダム利用の可否についても検討を要する。仮りに大井川の井川ダムから専用水路で市内に導くとすると井川から口坂本まで約5km、上落合より静岡市内までが約20~25kmで計25~30km、また井川ダムから藁科川の崩野に落ち、寺島から再び専用水路で市内に導くとすると、井川より崩野まで約10km、寺島より市内までが約15kmで計25kmと結構長い距離となる。ところで、専用水路を用いずに河道を流下させることも考えられるが、これは初期投資は軽減されても、大井川といい、藁科川といい砂礫層からなる河床堆積物はかなり厚いから流下中にかなりの洩水になる損失があるからこれも十分検討しなければならない。すでにいわれているように、市内に導く専用水路は、標高差が大きいので、比較的小さい断面で送水出来るし、また落差を利用して適宜発電を兼用させることも可能であるから大井川導水は専用水路使用の方が量的確保には期待がもてる。前述のように大井川導水も距離の長い点は至難な面もあ

るが、勾配が大きく自然流下が容易な点は大いに期待される。たとえば富士川導水を考えても、専用水路が清水で約20km、静岡で約30kmとなる。一方標高差は少なく、地盤高を比べても、清水で5mていど、静岡にいたつては海岸付近を除くと、むしろ静岡の方が標高が高い。したがって送水にはかなりの経費がかかるともいわれている。また静岡市に対する安倍川の条件は、大井川の河床勾配に対して安倍川の河床勾配が急なため、最短距離では大井川の河床より安倍川の河床が高く、導水路の延長がかなり長くなるともいわれている。

以上のような諸条件を考慮すれば、今後の計画としては、清水市は、富士川よりの導水も十分考えられるが、静岡市の需要に対しては大井川より導くより仕方がなからうかと考えられる。

### 3. 水利用上競合する諸問題

興津川流域におけるいわゆる陸水の賦存ならびに賦存量の概況とその利用の現況については前項で述べてきたが、以上の諸点からしても静岡地域が単に興津川流域の開発可能水量には依存しかね、広域的見地からして静岡地域の発展のためには、富士川、大井川への依存を考えなければならないとなっている。しかしながら、現段階における限られた陸水量が開発のしわ寄せによつて興津川流域のもつ自然の可能性が一つの目的のために急激に駆使されると他の目的とは著しく競合することが考えられる。たとえば現在すでに発生している問題とか将来おこりうると考えられるような諸問題を列挙して考察してみよう。ただし、今回は次にあげるような諸問題について詳細な実態調査をなしえなかつたので単に問題提起としてとどめ、今後の調査研究にまちたい。

#### (1) 上水道と農工業用水ならびに河川流下量

興津川の取水状況については清水市への上水道水源からの給水(0.46~0.177m<sup>3</sup>/sec)農業用水量(0.57~0.234m<sup>3</sup>/sec)として前項で述べたが、その取水はきわめて少ない。しかし、興津川は流量が少ないという点で少なくとも今日の段階においてはこれ以上の取水は困難ではなからうかと考えられる。しかし静岡と岳南地区の中間にあるこの河川は、両地区の水問題を考える場合、大きな存在となることは前に述べた通りであり、上流多雨地帯をひかえたこの河川の今後の調査研究はきわめて大切である。たとえば流量値にしても観測値がととのつていないため推定の域を出ないうらみもある。したがって上水道利用0.46m<sup>3</sup>/sec、農業用水0.57m<sup>3</sup>/sec、計1.03m<sup>3</sup>/sec(推定平水流量3.77m<sup>3</sup>/sec)、推定湧水量2.51m<sup>3</sup>/secという条件のもとで1.5m<sup>3</sup>/secは余裕水量があると考えら

れるが、ということも（取水量も資料によつて異なるが）  
 流下量とともに十分今後吟味しなければならない。とくに清水市の発展にともない、上水道の増設計画（現在市の必量 51,000m<sup>3</sup>/day にもとづき）あるいは畑地かんがい計画など新規水利権も設定されるなど利水開発がすすめられている。一方工業用水も静岡地区1962年の需要量は60万m<sup>3</sup>/dayであつたが、1970年の推定は102万m<sup>3</sup>/day 拡大量はまさに42万m<sup>3</sup>/dayとなる。したがつて静岡地区の工業用水は根本的には富士川や大井川といった大河川に依存しなければならないであろうが、ということとは地下水といえども安倍川水系よりかん養される地下水は静岡市内で約40万m<sup>3</sup>/day（工業技術院調査）と推定され、現在工業用水として33.6万m<sup>3</sup>/dayが利用され、その賦存量よりみて限界に達しており、今後の用水拡大量は地下水に依存しえないから、興津川流域という小地域にも目をつけなければいけぬ。すでに興津川下流部には図6.1にも示したような工場の分布もみられ、表6.2に示すような地下水揚水量が明示されている。これらは何れも地下水に余裕があるわけでもなく、表流水への依存を期待している。要するに都市発展は生活用水、工業用水需要の増大を招き、水供給のひつぱくを惹起しているといえる。したがつて水資源の適確な確保、水利用の合理化が強く叫ばれるのにかかる点にある。また一方農業用水にしても、農地は宅地、工場用地、あるいは公共用地として転用され、水田の潰廃は日を追つて増大している。これは農業用水としての水需要をも減少させ

ることになるから興津川流域においてもかような水利用上の権益関係についても明らかにしなければならない。

## (2) 砂利採取と水位低下

近年河川敷の砂利採取は多くの河川でおこなわれているが、かかる河川では河川本来の河床維持がきわめて困難となつている。興津川においてもその傾向がみられ今後の河床維持が憂慮される。もとより、興津川は河川堆積物が少なく、河床に基盤の露出している区間が長いことは前項ですでに指摘してきた。現在砂利採取は高瀬下流部で一業者10,000m<sup>3</sup>/yearの許可量があり、三業者が入つているといわれるから30,000m<sup>3</sup>/yearは少なくとも採取されていることとなる。なお高瀬上流部では、5,000m<sup>3</sup>（一業者1回分）が採取されているといわれる。ただ、砂利採取の最も盛んであつたのは1963、1964年頃であつたと土木事務所では云つている。すでにその砂利採取のためか下流部における地下水塩水化現象がみられるが、かかる現象やその他今後の被害をおそれ橋梁維持、港湾維持のため、興津港、新幹線鉄橋、東名高速道路橋の地点では砂利採取が禁止されている。ところで砂利採取が部分的におこなわれると一部のみを禁じて、出水時には当然流水によつて河床堆積物が移動するから全体的に低下することとなる。したがつて、今後河床が低下すれば、橋梁維持の点からも、また堤防法面ならびに堤防根付維持のためにも十分注意しなければならない。ましてや河床堆積物が地下水の帯水層をなしているという点からすると地下水の賦存上からも河床低下は阻止しなければならないし、また表流水の取水きわめて困難な状態となる。上水道施設に対しても堰堤を備けないと取水が困難となり、取水堰が上流域に出来ると下流部への土砂の移動が阻止され、自然的にも河床は一層低下現象をもたらす。生きた河川は、以上のように、部分的にとどまることなく、常に上下流一貫した動きの中にあることを知らなければならない。すでに地下水の項でも述べたように、地下水位の低下現象もあらわれていることであるから今後地下水維持のためにも河床を安定させる必要がある。ところで前述のように、かかる点からしても地下水位観測がきわめて大切であることは言をまたない。かつて浦安橋付近の河畔に設置された集水暗渠の水位が1929～1930年に6.025mであつたが1952年には5.88mとなつたともいわれているから（この時代にはまだ砂利採取が大しておこなわれなかつた時代であるから）今日では一層低下しているものと考えられる。かかる見地からも今後具体的観測資料によつて水位維持、水源確保に意を注がなければならない。

## (3) 地下水揚水と水位低下

表 6.2 興津川下流部の工場一覧と地下水使用量

番号	会社名	設立年月	使用水量
1	興津食品(株)	昭23. 8.	7,000m <sup>3</sup> /day
2	興津農協(協)	〃 35. 1.	430
3	清水食品(株) 興津工場	〃 10. 2.	1,100
4	興津螺旋(株)	〃 14. 6.	33
5	辰興織物(株)	〃 24. 5.	
6	八木工業(株)	〃 8. 12.	4.5
7	興津川製紙(株)	〃 22. 2.	8,653
8	興陽セルロン(株)	〃 38. 4.	
9	駿河製紙(株) 興津工場	〃 22. 8.	21,460
10	中央製紙(株)	〃 35. 6.	5,500
11	花菱工業(株)	〃 16. 4.	
12	飯田紙布	大7.	5
13	山梨罐詰(株)	昭38. 6.	1,500 <sup>能力6,000m<sup>3</sup>/day 深度76m</sup>

(図6.1 参照)

近年都市の発展、工場の激増、揚水技術の進歩にともなつて、大都市や工場密集地域はいうまでもなく、農業地域といえども地下水位の低下、地下水涸渇化、地盤沈下と一連の関連のもとに公害現象がおこっている地域は数多い。静岡県下においても岳南地域を始め静岡地域もその例に洩れない。ところで興津川流域においては、前項でも述べたように地下水は賦存量の大半が上水道ならびに工業用水として利用されているから、現在わかっているほどの賦存量ではほとんど今後の余裕量を期待することは出来ない。したがつて下流部にみられるような工場の進出と地下水揚水は周囲の井戸に水位低下として強く影響し、互いに今後競合し合うこととなる。今回は各井戸についての経年的水位変化等について観測しえなかつたが、今後かかる競合関係についても十分観測を継続させて対策をたてなければならない。これはまた前項で述べた砂利採取にともなう水位低下の現象とも関連して注目すべきである。今日では、すでに過剰用水地域では地下注入による地下水涵養をはかっているような例もあるが、かかる段階にいたる前の手段としては、賦存量の厳密な測定も大切であるが、ほぼ揚水可能な限界に達していると考えられる興津川流域においては、今後適切な揚水こそ先ず守らなければならない。

#### (4) 地下水塩水化

地下水揚水の過剰な地域とか海岸における特殊な人工工作物のつくりなされた地域では急激に地下水が塩水化

している例も少なくない。静岡県下では岳南地域の例は余りにも人々に知れわたつているが、東京、大阪はいうまでもなく、九州有明海北岸地域とか富山湾に面した放生津潟周辺、その他小地域としてはきわめて数多い。これらは何れも地下水位と海水位とのバランス（ヘルツベルグの法則）のもつれとか、複雑な帯水層においては上部層から下部層への塩水進入なども考えられるが、複雑な地下構造からなる地域では、それらのメカニズムを明確に実証しがたい。しかし現象的には前述のように水位低下現象が最も塩水化現象と結びついていることは否定出来ない。したがつて地下水過剰揚水、水位低下、塩水化という現象は海岸沖積低地における今日のようなある意味で無謀な地域開発の裏にひそんだ必然的現象ともいえよう。興津川下流部では規模こそ岳南地域ほどではないが、すでに井戸によつてはこの1～2年来塩水化傾向があらわれ、製紙工場の用水としては好ましくない段階（一般に  $Cl^-500ppm$  以上といわれる）に落つた工場もあり、水源を上流部に求めるにいたつた。しかし塩水化の内容についてはなおこれらの井戸における水質分析を今後実施して変貌の実態をきわめるとともに、砂利採取、揚水量変化水位低下現象や海岸侵蝕、その他幾多の人工工作物の建設等との関係を明らかにしなければならない。

#### (5) 河川敷の土地所有関係と人工工作物

直轄河川においても木曾川堤外地に見られるような私有地の分布が洪水氾濫等に対して問題を提起している例

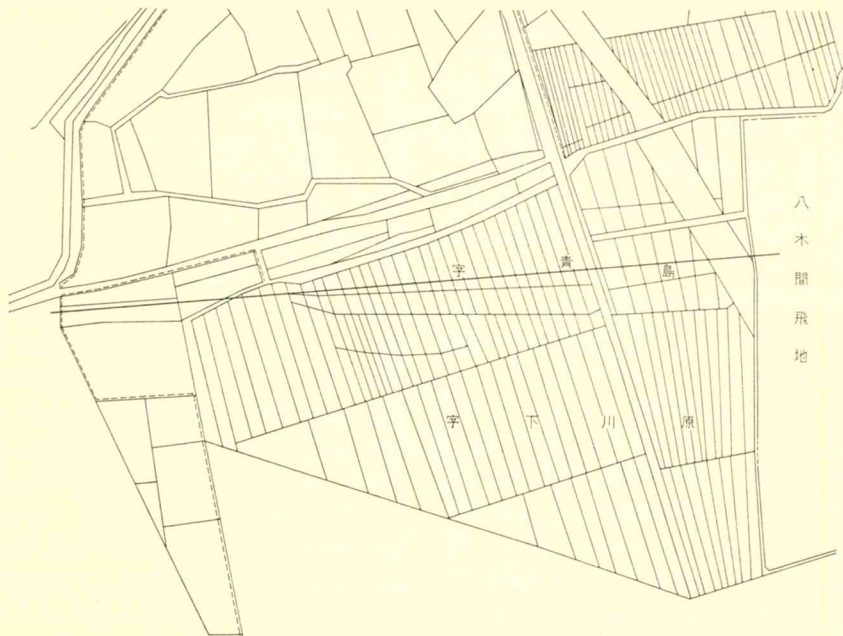


図 6.12 興津川河川敷内における私有地分布例

もあるが、一般には少ない。ただ、中小河川等であまり管理のゆきとどかなかつた河川においては、洪水時の流路変遷等にもなつて、かつての私有地が新流路となり、その後の堤防工事のためにかかる私有地が堤外地となつている例もある。興津川では、谷津部落下流部の地域には、きわめてよく整備された公図があるが、これによつて土地所有関係をみると現在の河川敷内に私有地が多く分布していることがわかる。たとえば図6.12に示めたのもその一例であるが、これによると、浦安橋付近にあたる八木間飛地から字下川原付近は現在の左岸側から河川敷につらなるものである。このように私有地が河川敷となつていることは、砂利採取の権利に対しても洪水流出、氾濫についても、また橋梁その他河川工作物建設に対しても今後の地域開発上あるいは水利用の競合上からも多くの問題を残すものではなからうかと考えられる。すでに今回東名高速道路建設に関連して賠償問題をもたらした点などは注目すべき課題と考えられる。したがつて河川敷内における区分を一層明らかになしうような河川台帳の整備をするとともに、現在の河川敷にどうして私有地が分布するにいたつたかその歴史的経緯等についても明らかにしなければならない。

#### (6) 埠頭建設と河口沿岸侵蝕

静岡県下の沿岸部とくに静清、岳南地域は防潮堤、道路建設、掘込港湾建設等にもなつて埠頭の設立は急激に進展している。すでに指摘されているように田子浦港出口右岸埠頭によつて富士川から供給される砂礫が田子浦左岸側鈴川海岸防潮堤下の侵蝕を促進させているような問題は興津川河口部においても考えられる。たとえば清水港（特定重要港湾）拡張建設にともない興津清見寺沖に建設中の埠頭は興津川の流送土砂の減少と相俟つて興津川河口部の砂礫帯の分布を変化させ左岸部の侵蝕を強化している。新設の沿岸国道に常時波浪を打上げているのもそれを物語るものではなからうか。今後の沿岸流ならびに砂礫移動についても十分調査研究が必要である。

#### (7) 日本軽金属放水とその利用

以上にあげたような諸問題を背景として、静清地域開発の一つの目安として、少なくとも興津川流域における水利用上の競合をさける意味でも、富士川第二発電所建

設にともない日本軽金属が富士川から常時 $40\text{m}^3/\text{sec}$ 、 $75\text{m}^3/\text{sec}$ の取水権をとつてきた。その放水を静清地域に反覆利用しうれば一応、量的には大きな供給源を確保することになる。すでにその計画もあるやに聞くが、これらが経済的にも利権的にも可能となれば、今後の発展に期するものがある。しかし、今後十分な調査、研究が必要であることは言をまたない。

#### 4. 今後の問題点

以上述べてきたように興津川流域においては太平洋工業地域開発の一翼になつて好むと好まざるとにかかわらずこの地域のもつ本来の姿は人工によつて変貌しつつある。道路、鉄道の新設、各種の河川工事、砂利採取、表流水取水、地下水過剰揚水、海岸埠頭、防潮堤建設等めまぐるしいものがある。したがつてかかる人為は地下水の減少、表流水の利用限界、地下水塩水化等、これらがまた砂利採取やダム建設等と一連の関係をもつて地域的にあらわれつつある。かかる現象を正しく把握し、今後の対策に資するためには少なくとも次のような仕事をなしとげなければならない。

- a. 河川維持のための河床の測量
- b. 流量観測の経年的持続化
- c. 河川台帳の整備
- d. 一貫した河川改修計画
- e. 地下水賦存量の詳細な調査、利用変化。

#### 参 考 文 献

- 1) 静岡県防災会議(1965)静岡県地域防災計画一昭和40年度修正一
- 2) 静岡県消防防災課(1965)静岡県防災対策土地条件要図
- 3) 望月勝海編(1960)静岡県地質図20万分の1
- 4) 静岡県企画調整部企画課(1963)静岡県の水資源の利用の現況
- 5) 国土計画協会(1965)静岡県水利用計画調査報告書
- 6) 静岡県庵原郡興津町土地宝典、地番、地積、地目入図

(三井嘉都夫)



## む す び — 今 後 の 問 題 点 —

静清地域およびその周辺地域の防災上の諸問題について、(1)静清地域の開発と防災(2)静清地域の地盤と災害(3)安倍川中上流部の山地崩壊と河川の荒廃(4)安倍川中下流部の河床変動(5)庵原山地の地すべりと崩壊(6)興津川流域における水利用にともなう諸問題にわけて詳述してきた。それぞれの章末に、問題点が整理してあるので、ここには重複をさけ、全体に共通する今後の問題点について列挙しておきたい。

- (1) 静清地域、庵原山地南縁部における災害は、それぞれの地域の災害であるばかりでなく、東西の経済中核地域にも大きな影響をあたえる災害である。この点に留意した防災計画の検討が必要であろう。
- (2) 既往の災害の集中度、被害発生状況からみても、静清地域がもつとも警戒を要する地域である。ことに同地域の不良地盤地域の開発が急速に進行しているので、この点に関して防災面から開発計画の検討が必要であろう。
- (3) 地下水利用にともなう公害的災害の進行については、興津川の例で言及したが、静岡市においても、用水不足などの問題が深刻化しつつある。この点についての検討と対策がのぞましい。

(4) 山地域については、山地崩壊と地すべりが取上げられたが、山地崩壊はとくに安倍川の荒廃を招来し、安倍川治水体制にも影響を与えている。静岡市付近では、安倍川の氾濫による洪水害は急減しているが、安倍川の荒廃による洪水発生危険については、なお充分の検討が必要であろう。

地すべりについては、小被害が頻発しているが、東西交通の要地をしめる地域に当たっているので、防災計画の充実がのぞまれる。

(5) 静岡清水地区、とくに清水市街においては、常習的水害地化の傾向がみられる。都市の生活環境整備の立場から、十分な対策が必要であろう。

(6) 海岸保全については充分な検討を加えなかつたが、過去の災害史をみても大、中、小の河川を遡上した津波による被害が局地的に発生している。この傾向は、海岸地帯の土地利用の高度化した現在では、一層強まっていると判断しなければならない。とくに清水港内外に、検討すべき問題が多いと思料される。

(7) 本地域では、とくに地震災害対策計画の策定が必要であろう。この点については、別にのべた。(中野尊正)









