

木曾三川橋の耐震設計におけるレベル2地震動の算出

小松秀樹¹ 酒井秀昭² 水口和之³ 池浦友則⁴ 大保直人⁵

- 1 日本道路公団 名古屋建設局 四日市工事事務所(〒510-0832 四日市市伊倉1-2-14)
- 2 正会員 日本道路公団 名古屋建設局 豊田工事事務所(〒471-0831 豊田市司町4-16)
- 3 正会員 日本道路公団 名古屋建設局 構造技術課(〒460-0000 名古屋市中区栄4-1-1)
- 4 工博 鹿島技術研究所 第三研究部(〒182-0036 調布市飛田給2-19-1)
- 5 正会員 工博 鹿島技術研究所 第一研究部(〒182-0036 調布市飛田給2-19-1)

1. はじめに

第二名神高速道路の木曾川橋および揖斐川橋は、5径間および6径間のPC・鋼複合連続エクストラード橋であり、従来に例を見ない新しい構造形式となることから、耐震安全性の検討を詳細かつ合理的に行うためレベル2の地震動の評価を行った。検討に当たっては、レベル2の地震動を過去および将来を通じ評価地点に最も影響を及ぼす地震動と定義してこれに該当する歴史地震および活断層による地震を特定し、震源断層の拡がりを考慮できる地震動評価手法によって建設地点の工学的基盤の仮想自由地表面(図-1)における地震動を評価した。

以下にその手法と結果について述べる。

2. レベル2地震動策定手順の概要

図-2に検討手順の概要を示す。まず、評価地点周辺の歴史地震や活断層を調べ、地震地体構造や最新の研究結果等を参考に評価地点に大きな影響を及ぼす地震を複数個特定して評価対象地震とする。また、既往研究に基づいてそれらの断層パラメータを設定する。次いで、震源断層の拡がりを考慮できる(断層モデルに基づく)手法として①等価震源距離を用いた平均応答スペクトルの距離減衰回帰式、②不均質すべりに基づく波形合成法、③正規モード法(やや長周期表面波の評価)を適用し、建設地点の工学的基盤における地震動を推定する。なお、波形合成法による検討のうち至近の活断層に対しては震源近傍の強震動特性に大きな影響を及ぼすとされるアスペリティを仮定した検討を行う。最後に、これらの評価結果をもとに支持層における地震動特性を考慮して工学的基盤における設計用地震動を策定する。

3. 評価対象地震の特定

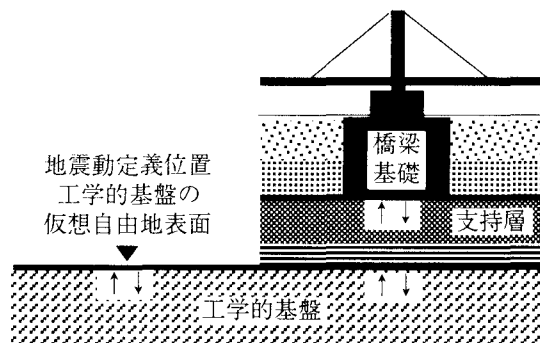


図-1 地震動の定義位置

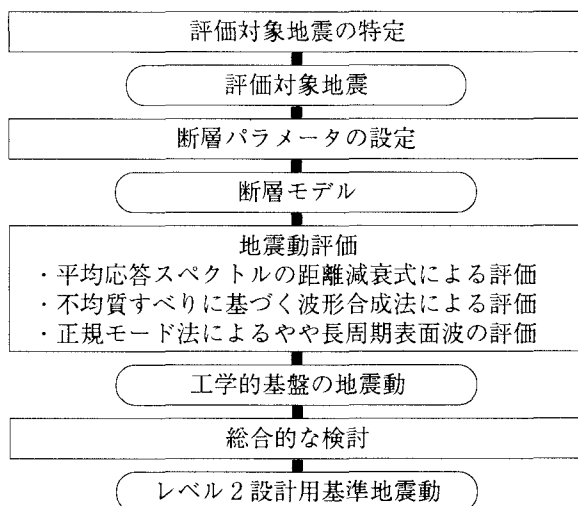


図-2 レベル2地震動策定フロー

評価対象地震については、歴史地震と活断層の中からそれぞれ対象地震の候補を選定した。歴史地震からの選定に際しては評価地点周辺で断層モデル¹⁾が求められている地震を検索するとともに、既往の地震カタログ、すなわち宇佐美カタログ²⁾(有史～1884年)、宇津カタログ³⁾(1885年～1925年)、気象庁カタログ(1926年～1993年)に基づいて、評価地点を中心に半径100kmの範囲の歴史地震を抽出し、金井式⁴⁾で推定される最大速度値を指標にして上位の地震を選定した。

表-1 評価対象地震

評価対象	M	備考
① 安政東海地震	8.4	1854年安政東海地震
② 東南海地震	7.9	1944年東南海地震
③ 濃尾地震	8.0	1891年濃尾地震
④ 三河地震	6.8	1945年三河地震
⑤ 桑名断層	7.0	確実度I,活動度B,長さ21km
⑥ 天白河口断層	6.8	確実度II,活動度A,長さ16km
⑦ 養老断層	7.5	確実度I,活動度B,長さ41km
⑧ 伊勢湾断層	7.7	確実度I,活動度B,長さ>32km
⑨ 養老伊勢湾断層	8.1	確実度I,活動度B,長さ>77km

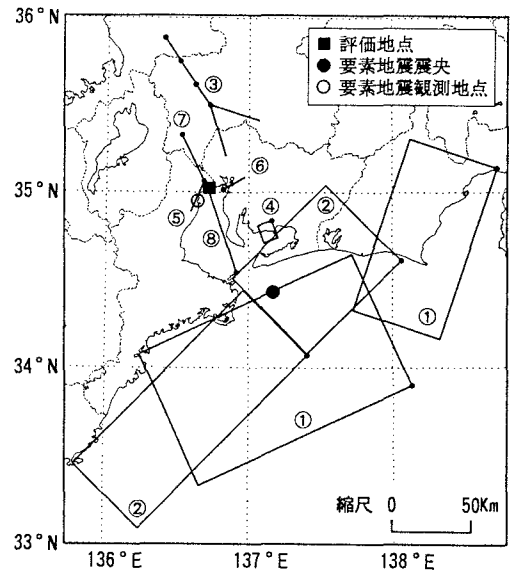


図-3 評価対象地震の断層面

表-2 評価対象地震の主な断層パラメータ

評価対象地震	歴史地震による想定地震										活断層による想定地震					
	① 安政東海地震 *10		② 東南海地震 *11		③ 濃尾地震 *12					④ 三河地震 *13	⑤ 桑名断層	⑥ 天白河口断層	⑦ 養老断層	⑧ 伊勢湾断層	⑨ 養老伊勢湾断層	
No.*0	No.1	No.2	No.1	No.2	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5						No.1	No.2
Mo*1	300	160	110	46	1.3	3.3	5.5	2.8	1.9	1.0	0.90	0.53	3.3	4.7	6.3	10
ϕ *2	245	198	225	225	145	145	145	107	163	160	203	60	154	341	154	341
δ *3	24	34	30	30	90	90	90	90	90	30	90	90	90	90	90	90
h*4	3	2	0	0	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.4	1	1	2	2	2	2
L*5	150	115	154	84	18	18	16	33	34	12	21	16	41	49	41	53
W*6	100	70	67	78	15	15	15	15	13	11	19	19	18	23	18	23
D*7	400	400	215	140	140	425	700	250	140	300	75	58	150	140	280	280
τ *8	5.0	5.0	2.7	1.8	1.0	2.0	3.5	1.5	1.0	2.0	0.94	0.72	1.9	1.7	3.6	3.6
Vr*9	2.6	2.6	2.6	2.6	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5

注*0)断層面の番号,*1)地震モーメント($\times E+26\text{dyn.cm}$),*2)断層走向(北から時計回りの方位角 $^{\circ}$),*3)断層傾斜 $^{\circ}$),*4)上端深さ(km),*5)断層長さ(km),*6)断層幅(km),*7)平均すべり量(cm),*8)立ち上がり時間(s),*9)破壊伝播速度(km/s),*10)相田(1981)を参照,*11)相田(1979)を参照,*12)Mikumo-Ando(1976)を参照,*13)Kakehi-Iwata(1992)を参照.

一方、活断層による地震の候補としては、活断層資料⁵⁶⁾を参照し、活動度がAかB、確実度がIかIIの条件で評価地点から半径50kmの範囲にあるものを検索した。

以上の方法で検索された歴史地震や活断層を候補として地震地体構造⁷⁾を参照し、評価地点に対して最も大きな影響を及ぼす可能性がある地震として歴史地震から4地震、活断層から4断層を特定し、評価対象地震とした。

なお本検討では、原則として歴史地震は「新編日本被害地震総覧」²⁾、活断層の場合は「[新編]日本の活断層」⁹⁾を根拠としているが、これらとは別に、当該地域では1586年天正地震が養老断層と伊勢湾断層の連動によって発生したM8クラスの地震であったとの指摘⁸⁹⁾があるため、これを⑨養老伊勢湾断層の地震(M8.1)として評価対象地震に取り上げた。

以上の地震を表-1に掲げ、評価地点との位置関係

を図-3に示す。

4. 断層パラメータの設定

これらの評価対象地震について設定した断層パラメータを表-2に示す。

このうち、歴史地震による評価対象地震の断層モデルについては、可能な限り既往研究で提案されているモデル¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾を採用した。また、既往研究で明らかでないパラメータについては対象地震と類似する他の地震の断層モデルを参照して仮定した。

一方、活断層による評価対象地震については、必ずしも既往研究で断層モデルが提案されているわけではない。このため、原則として「[新編]日本の活断層」⁹⁾に従うとともに周辺で発生している過去の地震のモデルや断層パラメータの経験式¹¹⁾¹⁴⁾¹⁵⁾を用いて仮定した。

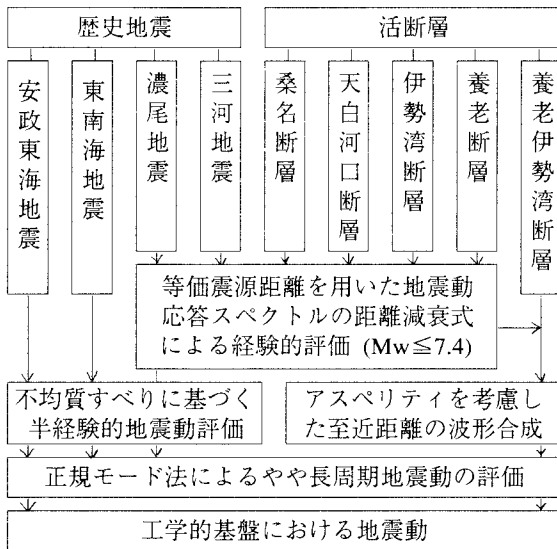


図-4 地震動評価フロー

5. 地震動評価

地震動評価の具体的な手順を図-4に示す。まず、地震規模が大きな養老伊勢湾断層を除く内陸地震を対象に、等価震源距離を用いた経験的地震動評価法を適用して至近距離の内陸地震の地震動強さを検討した。次いで、規模がより大きい安政東海地震、東南海地震、および養老伊勢湾断層の地震といった巨大地震に対して不均質すべりに基づく波形合成法を適用した。なおこのうちの養老伊勢湾断層については、特に至近距離の地震動評価となるため、震源近傍の地震動特性に大きな影響を及ぼすアスペリティを考慮した波形合成により地震動特性を検討した。また、表面波の励起が大きい巨大地震として安政東海地震・東南海地震・濃尾地震・養老伊勢湾断層を取り上げ、正規モード法によってやや長周期地震動の評価を行った。以降ではそれらの検討結果を示す。

(1) 地震動平均応答スペクトルの距離減衰式による内陸地震の地震動評価

内陸地震の検討にあたっては地震動スペクトルを簡便に評価できる距離減衰回帰式を用いる。その際に震源近傍での評価精度が問題となることから、本検討では、至近距離において断層面の拡がりの効果を考慮した等価震源距離を採用し、震源近傍のデータを含むカリフォルニアの強震記録から求められた岩盤($V_s \geq 600\text{m/s}$ 程度)上の地震動に関する平均応答スペクトル($h=5\%$)の距離減衰式¹⁶⁾を適用する。

この距離減衰式では $h=5\%$ の平均加速度応答スペクトル $S(T)$ が次式で与えられる。

$$\log S(T) = a(T)M_w - \log X_{eq} - b(T)X_{eq} + c(T)$$

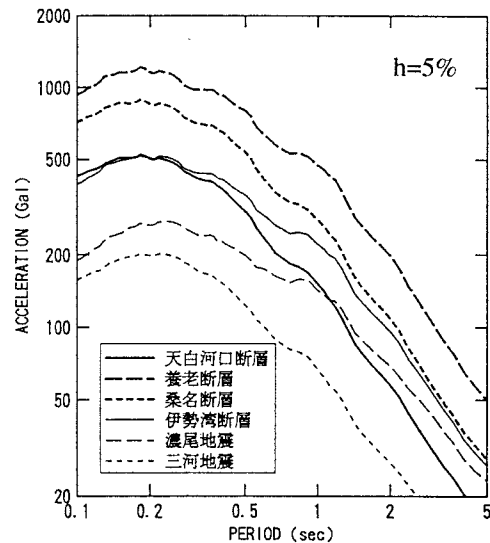


図-5 内陸地震の平均応答スペクトル

ここに、 T は周期、 M_w はモーメントマグニチュード、 X_{eq} は等価震源距離であり、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ は回帰係数である。なお、 M_w と X_{eq} の適用範囲は回帰分析に用いたデータの条件から $M_w=5.0 \sim 7.4$ 程度、 $X_{eq}=7 \sim 100\text{km}$ 程度である。

図-5は養老伊勢湾断層を除く内陸地震に対して上記の距離減衰式を適用した結果である。なお、各評価地震の M_w は地震モーメント M_0 から M_w の定義式¹⁷⁾で求め、また等価震源距離 X_{eq} は個々の地震毎に断層面上で一様な破壊分布を想定して算定した。同図で周期 $1 \sim 2\text{s}$ 付近に注目すると、養老断層>桑名断層>伊勢湾断層>濃尾地震>天白河口断層>三河地震の順序でスペクトルレベルが高く、養老断層が評価地点に最も大きな影響を及ぼすことがわかる。

(2) 波形合成法による地震動評価

より規模の大きな地震に対しては波形合成法¹⁸⁾を適用して地震動特性を検討する。この方法は、大地震の断層運動を断層長さ・幅・すべり量に関して分割した小地震(要素地震)の連続として考え、大地震の破壊の進展に伴って断層面から放出される波の到達に合わせて小地震の地震動波形を足し合わせ大地震の地震動波形を求めるものである。

波形合成法では適切な小地震の観測記録があれば比較的単純な計算にもかかわらず実地震の特徴を良く捉えたシミュレーションが可能である。このため、これまで多くの手法が提案されているが、ここでは断層面上の不均質すべりを考慮することにより短周期地震波の励起特性を表現した手法¹⁹⁾を用いる。

a) 海溝沿いの巨大地震の地震動評価

東海地震と東南海地震の波形合成では、震源域周

表-3 海溝地震に対する要素地震の諸元

発震時	1971年1月5日06時08分
マグニチュード	6.1
震源地	愛知県沖
震源位置	N34.43° E137.17° 深さ40km
震源(震央)距離	85km(75km)

表-4 波形合成の条件

評価対象地震	安政東海地震		東南海地震	
目標Mo	4600		1560	
要素Mo	2.24		2.24	
断層面	No.1	No.2	No.1	No.2
NL,NW,ND	11,11,11	9,9,9	8,8,8	6,6,6
合成Mo	4600		1630	

(注) Moは地震モーメント(×E+25dyn.cm), NL,NW,NDはそれぞれ断層長さ・断層幅・すべり量の重ね合わせ数を意味する。

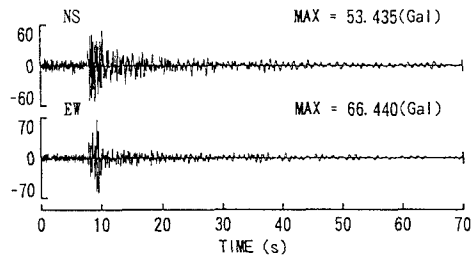


図-6 要素地震の加速度波形と擬似速度応答スペクトル

辺に発生した小地震(図-3中の●)が評価地点に近い四日市港(図-3中の○)で観測されていることから、この地震を要素地震とした。その地震諸元を表-3に示す。なお、四日市港²⁰⁾の記録は表層26mの軟弱層上で観測されたものであるため、波形合成を行う際に、観測記録から次元重複反射理論によってGL-26mの工学的基盤の自由地表面における地震動を求め要素地震の波形とした。その加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を図-6に示す。

表-4の条件に従う波形合成によって得られる地震動の平均加速度応答スペクトル(h=5%)と加速度波形の代表例を図-7に示す。なお、安政東海地震については破壊伝播に関する情報がなかったため、北東向き破壊・南西向き破壊・両方向破壊伝播の3通りについて検討し、その中で最大のスペクトルを与えた両方向破壊伝播の場合における結果を示している。こ

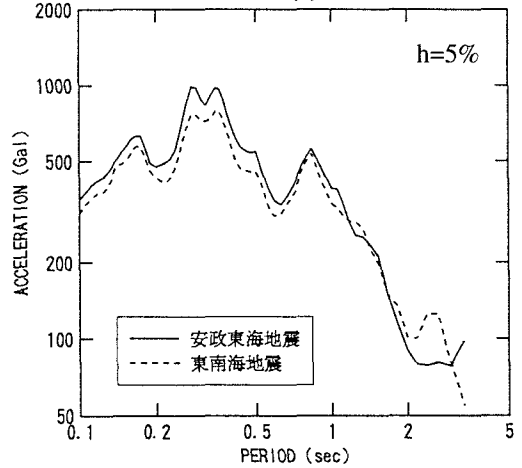
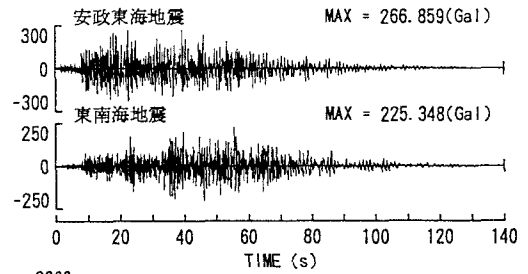


図-7 海溝地震の合成結果

れらによれば、両地震の地震動強さはそれほど変わらないが、最大加速度振幅と加速度応答スペクトルのいずれについても安政東海地震の方がやや大きな地震動を与えることがわかる。

b) 内陸の巨大地震の地震動評価

上記の海溝沿いの巨大地震の検討では、単純に断層面上で一様に不均質な破壊特性を仮定し、断層面の全域から短周期地震波が均等に放出されるという考え方で地震動評価を行った。遠方の地震については、このような不均質性を仮定した震源モデルでも観測記録を概ね説明することが確認されている¹⁹⁾。しかしながら、実地震の震源過程に関する最近の研究²¹⁾によれば、断層面上では強い地震波を放出する領域(アスペリティ)とそうでない領域とが混在しており、震源近傍では強い地震波を放出するアスペリティが至近に位置するかどうかで地震動の強さが大きく異なる。このため、特に震源近傍において現実的な地震動評価を行うためにはアスペリティの影響を考慮することが必要である²²⁾。そこで、至近距離の巨大地震である養老伊勢湾断層に対してはアスペリティの存在を仮定した波形合成による地震動評価を行った。なお、5(1)の検討では養老断層が最も大きな影響を及ぼすことが明らかにされているが、養老伊勢湾断層はこれを包含する地震であることから、波形合成法による詳細な地震動評価は養老伊勢湾断層についてのみ行うこととした。

養老伊勢湾断層に対しては要素地震波形としての

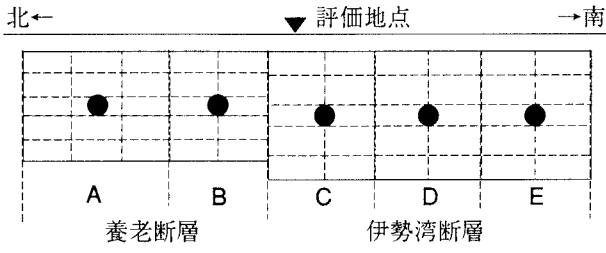


図-8 断層面の分割と要素地震の位置

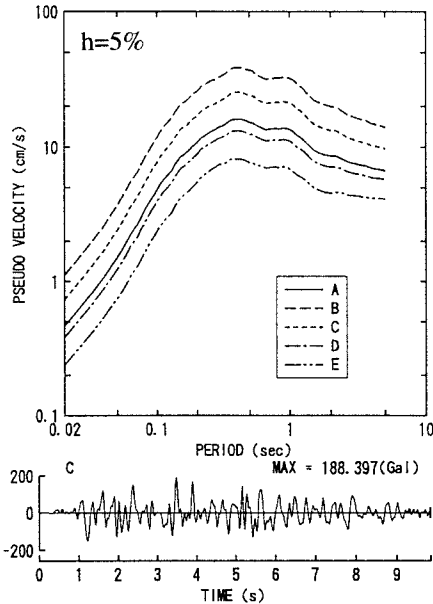


図-9 要素地震の人工地震波

条件を満足する実地震記録(養老断層・伊勢湾断層沿いの小地震による評価地点での地震動記録)がないため、先に述べた米国カリフォルニアの地震動平均スペクトルの距離減衰式¹⁶⁾で小地震の地震動スペクトルを求め、それに適合する人工地震波を作成して要素地震記録に替えることとした。具体的には、図-8に示すように養老伊勢湾断層の断層面をA~Eの区間に区切り、それぞれ図中の●の位置に要素地震を設けた。これらの要素地震A~Eの地震動スペクトルとそれらに適合するように作成した人工地震波の例を図-9に示す。

一方、アスベリティのモデル化に際しては、現状ではその詳細な特性を予測することが困難であるため、ここでは既往の震源不均質性に関する統計的検討²³⁾による平均的なアスベリティの特徴：(i)アスベリティの総面積が全断層面の約40%、(ii)アスベリティの平均すべり量が全断層面の平均すべり量の約1.5倍、(iii)最大アスベリティの面積がアスベリティ総面積の約60%を条件に仮定した。また、仮定したアスベリティモデルに対応する波形合成を行うため、断層面全体にわたって均質に破壊して長周期地震波のみを放出する部分と、不規則な破壊によって短周期地震波も同時に放出するアスベリティ部分の足し

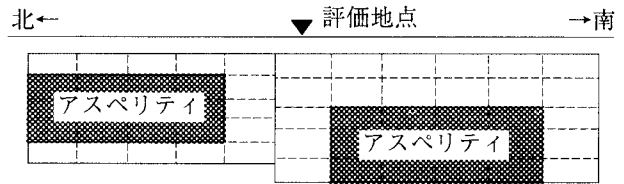


図-10 アスベリティ配置の例

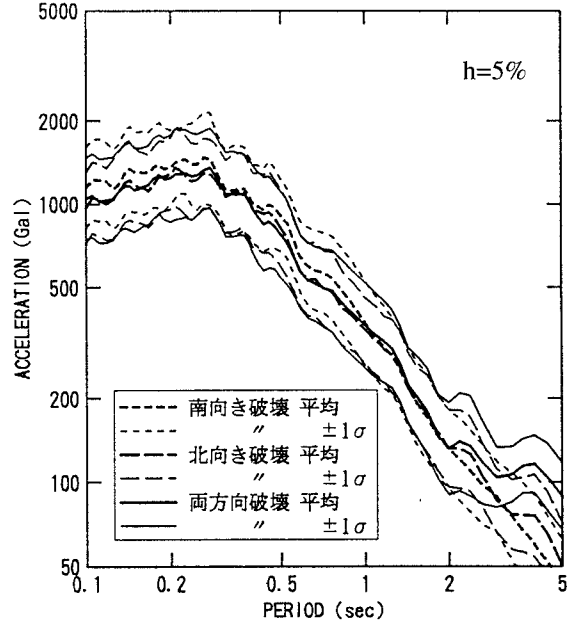


図-11 破壊伝播方向毎の平均スペクトル

合わせによって、全体として非一様な地震波放出特性を持つ断層モデルを考えた。

具体的には、図-8のとおり養老断層側を5×5個、伊勢湾断層側を6×5個、合計55個の小領域に分割し、まず、上記(i)の条件に従って全体の約40%に当たる24個の小領域をアスベリティ部分に当てることとした。また(iii)の条件で最大アスベリティの面積がアスベリティ総面積の60%程度とされることから大きなアスベリティを2個設定し、長さ方向4個、幅(深さ)方向3個、合計12個の小領域からなるアスベリティを養老断層側と伊勢湾断層側にそれぞれ1個ずつ配置した。アスベリティ配置の例を図-10に示す。

なお、アスベリティの位置は予測不可能であるため、解析に際しては図-8に示した小領域の分割に従って養老断層側、伊勢湾断層側についてそれぞれすべてのケースを扱った。この場合、アスベリティの配置は、養老断層側では長さ方向、幅(深さ)方向の位置に関して2×3通り、一方伊勢湾断層側では同じく3×3通りあり、総ケース数は2×3×3×3=54通りである。この他、破壊伝播形式について北向き破壊・南向き破壊・両方向破壊の3通り、アスベリティ部分からの短周期地震波の励起を表現するためのランダムな不均質すべり分布について5通り、さらに要素地震波形の作成で乱数位相を仮定していることを考慮して要素地震波形について2通りのケースを設

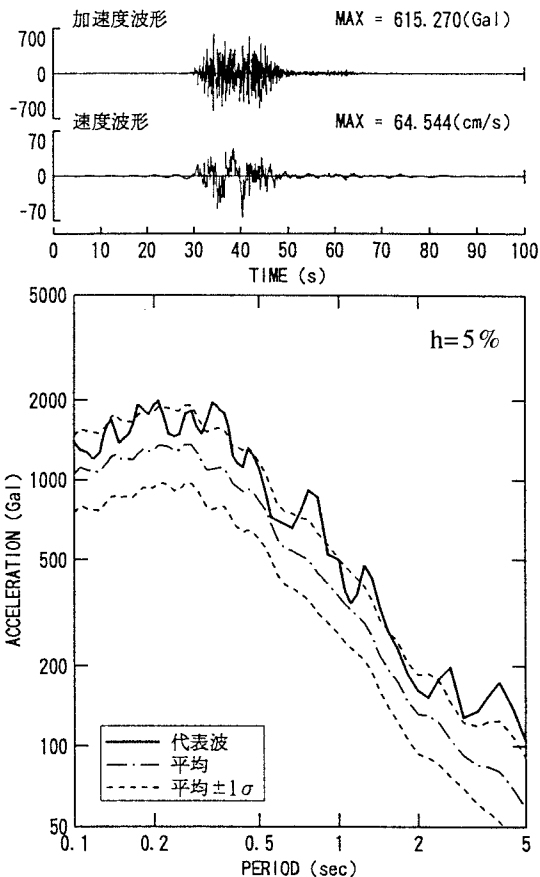


図-12 平均+1σに近い結果の波形とスペクトル

定し、それぞれ波形合成を行った。以上の結果、合成波形の総数は $54 \times 3 \times 2 \times 5 = 1620$ 波となる。

これらの合成波形をもとに、まず破壊伝播形式による違いを観察するため、破壊伝播形式毎に平均スペクトルを求め図-11に示す。これによれば、破壊伝播形式によって微妙な違いはあるが、大まかに見ればこれらのスペクトルレベルは変わらず、±標準偏差の幅もほぼ同程度である。これは、断層至近距離における短周期地震動が評価地点に近い断層領域からの地震波のみに支配され、その他の断層領域からの寄与が相対的に小さくなることを反映したものと考えられる。

破壊伝播方向による違いがそれほど大きくないことから、全ケースの合成波をまとめて平均+標準偏差のスペクトルを求め、周期0.1s~5sの帯域でこれに最も近い応答スペクトルを与える波形を選んで代表波とした。その加速度波形と速度波形、加速度応答スペクトル(h=5%)を図-12に示す。スペクトルの図では参考のために、全ケースの合成波形による平均±標準偏差のレベルも示した。平均スペクトルのレベルは周期0.1~0.3s付近で1000~1500Gal程度であり、平均+標準偏差はその約1.5倍である。

(3) 正規モード法によるやや長周期表面波の評価

上記の波形合成法は主として実体波を対象とした

表-5 深い地下構造のモデル

層厚(km)	密度(t/m/m)	Vp(km/s)	Vs(km/s)
0.5	2.0	2.2	0.68
0.5	2.2	3.0	1.5
2.2	2.5	5.0	2.6
1.0	2.6	5.8	3.0
15.0	2.7	6.0	3.2
6.0	2.8	6.6	3.6
∞	3.3	7.9	4.3

地震動評価法であるため、表面波が卓越し易いやや長周期以上の帯域の地震動予測には限界がある。これを補うため、理論的地震動評価法の一つである正規モード法²⁴⁾を適用してやや長周期帯域の表面波を評価する。

正規モード法は、半無限成層地盤中の任意の1点に集中力が作用した場合の地表面における解のうちfar-field項に対する正規モード解に基づく理論的解析手法であり、3次元成層地盤モデルの中に配置された断層面を小領域に分割し断層面の破壊伝播に合わせて各小領域からの寄与による正規モード解を足し合わせるにより地震動を評価する。評価対象は主に表面波成分であり、周期帯域は周期数秒以上のやや長周期~長周期領域である。

表面波の励起特性は、一般に規模が大きくごく浅い地震ほど大きい。このため正規モード法によるやや長周期地震動の検討では安政東海地震(M8.4)、南海地震(M7.9)、濃尾地震(M8.0)、養老伊勢湾断層(M8.1)の4地震を対象とした。なお、適用に際しては震源から評価地点に至る深い地下構造のモデルが必要である。本検討では中部日本および中京地区の速度構造²⁵⁾²⁶⁾²⁷⁾に基づいて仮定し、1961年北美濃地震(M7.0)による名古屋気象台の記録のシミュレーションで妥当性を検証した深い地盤構造のモデル(表-5)を用いる。

上記4地震について正規モード法を適用した結果の加速度波形と加速度応答スペクトル(h=5%)を図-13に示す。地盤構造物系の1次周期が位置する周期2~3s付近の振幅で比較すると、4地震とも同程度の応答レベルを示すが、安政東海地震がわずかながら他の3地震より大きい。また、より長周期側の周期5s以上では養老伊勢湾断層が最大となるが、この地震は既に短周期側で最大の地震動をもたらすことが明らかにされているので、ここでは安政東海地震の結果をやや長周期帯域の代表として取り上げる。

6. 総合的な検討

(1) 短周期~やや長周期の地震動波形の合成

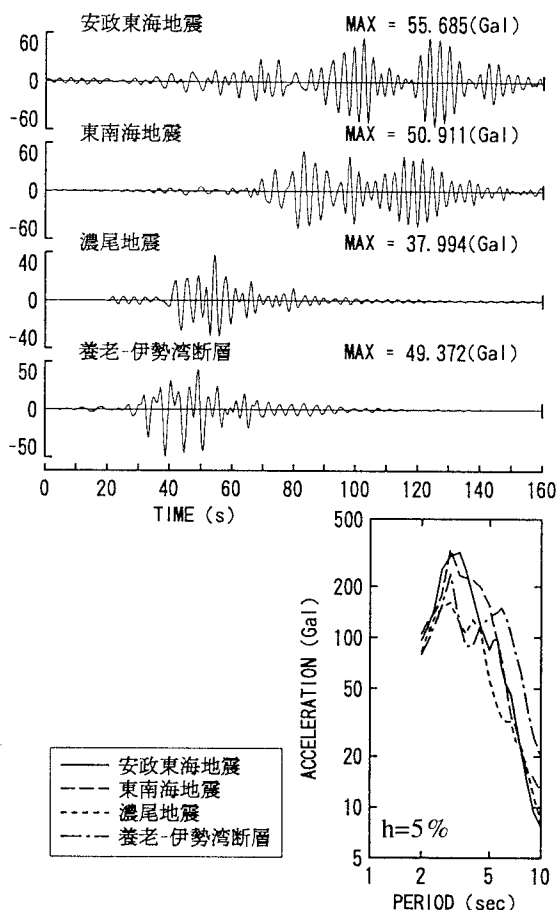


図-13 正規モード法による加速度波形とスペクトル

以上の検討により、主に実体波に支配される短周期領域では、海溝地震に比べて内陸地震が大きな地震動をもたらすことが明らかになり、中でも養老伊勢湾断層が平均的に最強の地震動を与えることが分かった。一方、表面波が卓越するやや長周期帯域の代表としては安政東海地震が取り上げられており、全周期帯域にわたり最強の地震動を与える推定地震はない。そこで、養老伊勢湾断層と安政東海地震の双方についてそれぞれ波形合成法による評価結果と正規モード法によるやや長周期帯域の評価結果を組み合わせ、全帯域にわたる地震動波形を作成した。求められた地震動の加速度波形を図-14に示す。

(2) 支持層における地震動の検討

上記の地震動は工学的基盤の自由地表面で規定されているが、これらが支持層でどのような強さとなっているかを調べるため、評価地点の地盤で支持層上面(TP-50.8m)より上部の表層地盤を取り去った仮想の地盤モデルを考え、地盤応答解析によって支持層($V_s=436\text{m/s}$)における地震動特性を検討した。

仮定した地盤モデルを表-6に示す。解析では、評価された工学的基盤(岩盤)上の地震動をTP-96.3mの位置に入力し、一次元波動論による等価線形化地盤

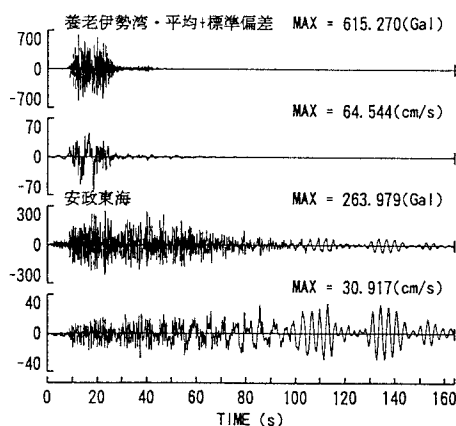


図-14 工学的基盤における地震動波形

表-6 建設地点の地盤モデル

層厚(m)	密度(t/m/m)	$V_s(\text{m/s})$	土質
9.1	2.0	436	砂礫
3.9	2.0	436	砂
3.9	1.8	312	シルト質砂
23.8	1.7	287	シルト
48.0	2.0	347	シルト
∞	2.1	556	砂礫

応答解析(SHAKE)によってTP-50.8m(支持層上面)の仮想自由地表面における応答波形を求めた。なお、地盤剛性および減衰定数のひずみ依存性は、計画地に近い長良川河口堰における検討結果²⁸⁾をもとに仮定した。

安政東海地震と養老伊勢湾断層による支持層の地震動についてそれぞれ加速度波形と応答スペクトルを図-15に示す。スペクトルの図は比較のため、道路橋示方書のI種地盤タイプI, IIのスペクトルも示している。これらによれば、養老伊勢湾断層による支持層の地震動強さは、最大加速度521Gal、最大速度が80cm/s程度であるが、安政東海地震による支持層の地震動強さは最大加速度285Gal、最大速度が35cm/s程度であり、短周期領域の瞬間的な地震動強さの点では養老伊勢湾断層が大きな影響を与えることがわかる。しかしながら、加速度応答スペクトルの長周期側レベルや地震動波形の継続時間の点では安政東海地震の方が大きな影響を及ぼす可能性が高く、いずれか一方のみで耐震設計用地震動を代表させることは困難である。このため養老伊勢湾断層の評価結果と安政東海地震の評価結果をともに設計用基準地震動として用いることとした。

7. まとめ

第二名神高速道路の木曾三川橋の耐震安全性の検討を目的としてレベル2の地震動を評価した。検討

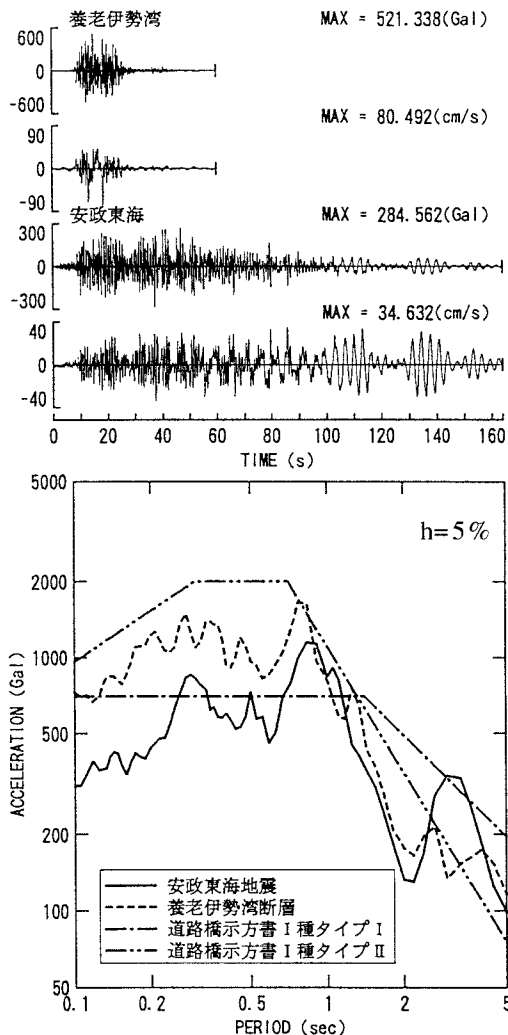


図-15 支持層における地震動波形とスペクトル

に際しては、過去および将来を通じ評価地点に大きな影響を及ぼす可能性がある歴史地震および活断層を複数個特定し、それらに震源断層の揺がりを考慮できる地震動評価手法を適用して、建設地点の工学的基盤における地震動を評価した。その結果、短周期領域では養老伊勢湾断層の地震、やや長周期領域では安政東海地震による地震動がそれぞれ最も大きな影響を及ぼす結果が得られ、この両者をともに設計用基準地震動として採用することとした。これらの地震動の最大振幅は、養老伊勢湾断層の地震が最大加速度615Gal、最大速度65cm/s、安政東海地震がそれぞれ264Gal、31cm/sであった。

謝辞：本検討の実施にあたり、第二名神高速道路木曾三川橋の設計施工に関する技術検討 耐震設計委員会(委員長 京都大学大学院工学研究科長 土岐憲三教授)のご指導を賜りました。記して感謝致します。

参考文献

- 1) 佐藤良輔, 1989, 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 2) 宇佐美龍夫, 1996, 新編 日本被害地震総覧, 東京大学出版会.

- 3) 宇津徳治, 1982, 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 東京大学地震研究所彙報, 57.
- 4) Kanai, K. et al., 1966, Observation of strong earthquake motions in Matsushiro area, Part 1, Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 1269-1296.
- 5) 活断層研究会, 1991, [新編]日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会.
- 6) 建設省国土地理院, 1996, 1:25,000 都市圏活断層図, 財団法人日本地図センター.
- 7) 垣見俊弘他, 1994, 日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 302.
- 8) 飯田汲事, 1987, 天正大地震誌, 名古屋大学出版会.
- 9) 金折裕司, 1996, 敦賀湾-伊勢湾構造線について: 総説, 岐阜大学教養部研究報告, 34, 317-336.
- 10) 相田勇, 1981, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 震研彙報, 56, 367-390.
- 11) 相田勇, 1979, 1944年東南海地震津波の波源モデル, 震研彙報, 54, 329-341.
- 12) Mikumo, T. and Ando, M., 1976, A search into the faulting mechanism of the 1891 Great Nobi Earthquake, J. Phys. Earth, 24, 63-87.
- 13) Kakehi, Y. and Iwata, T., 1992, Rupture process of the 1945 Mikawa Earthquake as determined from strong motion record, J. Phys. Earth, 40, 635-655.
- 14) 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震2, 28.
- 15) 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 43.
- 16) Ohno, S., M. Takemura, M. Niwa, and K. Takahashi, 1996, Intensity of strong ground motion on Pre-Quaternary stratum and surface soil amplifications during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan., J. Phys. Earth, 44, 623-648.
- 17) Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82.
- 18) Irikura, K., 1983, Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 33, 63-104.
- 19) Takemura, M. and Ikeura, T., 1988, A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: simulation of strong ground motions during large earthquake, J. Phys. Earth, 36, 89-106.
- 20) 倉田栄一他, 1970, 港湾技研資料, 107.
- 21) 武村雅之, 1996, どこまで解明されたか兵庫県南部地震の震源過程 その1. 波形インバージョンによる結果, 日本地震学会講演予稿集, No.2, A49.
- 22) 入倉孝次郎, 1996, 大阪およびその周辺地域の地震防災のための想定地震と強震動の予測, 第24回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 91-100.
- 23) Somerville, P. G., 入倉孝次郎, 澤田純男, 岩崎好規, 田居優, 伏見実, 1993, 地震断層のすべり変位量の空間分布の検討, 地震工学研究発表会, 291-294.
- 24) 工藤一嘉, 1982, やや長周期の地震波形予測と周辺問題, 日本建築学会地盤震動シンポジウム(第10回), 57-64.
- 25) Aoki H. et al., 1972, Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observations, J. Phys. Earth, 20, 197-223.
- 26) 正木和明・飯田汲事, 1981, 名古屋地域の深部地盤構造 I, 愛知工業大学研究報告, 165-173.
- 27) 正木和明他, 1982, 名古屋地域の深部地盤構造 II, 愛知工業大学研究報告, 159-171.
- 28) 水資源開発公団試験研究所, 1996, 1994長良川河口堰地震観測記録解析, 試験研究所報告第95209号.