

宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)

宮城県沖地震に関して、地震調査委員会(2000)は、「宮城県沖地震の長期評価」(以下「長期評価」という)、また、地震調査委員会長期評価部会(2002)は、「次の宮城県沖地震の震源断層の形状評価について」(以下「形状評価」という)を公表した。


地震調査委員会強震動評価部会(2002)は、上記評価結果を踏まえ、宮城県沖地震を想定した強震動評価手法についての検討結果及び強震動予測の試算結果をまとめた(以下「中間報告」という)。この「中間報告」の強震動評価は、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」に基づいたものであり、その評価結果は過去の宮城県沖地震のおおまかな震度分布を説明できるものであった。

一方、1978年宮城県沖地震については、強震動評価の検証に資する地震動記録が得られているが、「中間報告」の評価結果は、これら観測記録との整合性について問題が指摘されていた。

本報告では、原則「レシピ」に基づきながらも、観測波形を再現することに主眼をおいて、震源モデルの設定、地震動予測手法の検討を行った。

1 想定する震源断層

宮城県沖地震は、東北地方の陸側のプレートの下へ太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面で発生する地震である。「長期評価」及び「形状評価」の結果では、将来の活動について陸寄りの海域に想定される震源域だけが破壊する(ずれる)ことによって発生する地震の場合(以下「単独の場合」という)と、陸寄りの震源域及び日本海溝寄りに想定される震源域が連動して発生する地震の場合(以下「連動した場合」という)とが考えられるが、次の活動が「単独の場合」となるか「連動した場合」となるかは現状では判断できないとしている。したがって、本評価では「単独の場合」と「連動した場合」の2つのタイプの地震を想定した。

「単独の場合」の震源域は、近年の微小地震活動の分布、海底構造調査、1978年及び1936年の地震の断層モデル(特にアスペリティ⁴分布)等から総合的に判断して、領域A1又はA2のどちらかとなるとされている(「形状評価」、図1)。このため「中間報告」では、A1又はA2の領域がそれぞれ震源域となるケース(断層モデル)を想定し、また、アスペリティの分布については過去の地震の観測記録(A1:1978年の地震、A2:1936年の地震)を解析した結果に基づき設定した。

本報告においても、「単独の場合」についてはA1又はA2の領域がそれぞれ震源域となるケースを想定し(以下、それぞれケースA1、ケースA2という)、A1については、「中間報告」で想定された上記断層モデルを基に、地震動計算結果が1978年宮城県沖

⁴ 震源断層の中で特にすべり量が大きい領域(強い地震波を生成する)。

地震で得られている観測記録により調和するように、震源断層とアスペリティの形状、断層パラメータ等を修正した。図2に設定した断層モデルを示す。A2についても、A1の断層パラメータの修正に応じて、断層パラメータを変更した。

「連動した場合」の震源域は、「形状評価」によると近年の微小地震の分布、1793年の地震の断層モデル等から総合的に判断して、領域A（A1とA2を合わせた領域）の範囲内及び海溝よりの領域（領域B）となるとしているため、領域A及び領域Bが震源域となるケースを想定した。「連動した場合」については、アスペリティ等の微視的パラメータを設定するための十分な情報が無かったため、微視的震源特性は想定しなかった。

これら設定した震源特性は表1のとおりである。

2 用いた地下構造モデル

地震波は、一般的には震源断層から上部マントル層を含む地下を伝わり次第に減衰していく。しかし、地震基盤（地下数kmの深さに分布する堅固な岩盤）より上の堆積層の影響（以下「深い地盤構造」という）と地表付近に分布する軟弱層のごく地域的な影響（以下「浅い地盤構造」という）により増幅される。このため、宮城県沖地震の震源断層を含む強震動評価を行うエリアの地下構造モデルを既存の地下探査データ等により評価した（「中間報告」）。評価結果によると、深い地盤構造における地震基盤までの深さは、宮城県北部で深くなり最も深いところで2kmを超える（図3参照）。また、浅い地盤構造の影響については、地盤調査データが乏しいことから地形分類に基づいて概略評価している。これにより求めた最大地動の増幅率の高い地域は宮城県北部の旧北上川下流域と仙台市周辺に分布する（図4参照）。

3 強震動予測計算

本報告で用いた計算手法は次のとおりである。

「単独の場合」	ケース A1	統計的グリーン関数法 ⁵ による「詳細法」
	ケース A2	同上
「連動した場合」（震源域A及びB）		「簡便法」 ⁶

当初、「中間報告」同様に接続周期を1.5秒としたハイブリッド合成法⁷を用いて「詳細法」の計算を行った。しかしながら、ハイブリッド合成法の結果では、1978年宮城県沖地震の観測記録に認められた、ディレクティビティ効果⁸によると考えられる特徴的なパルスが再現されておらず全体的に観測波形との整合性は低かった。この理由としては、地下構造モデルの精度、地震波の伝播距離の長さ及び理論的手法における震源モデルの

⁵ 経験的に得られた特性を有する要素波を想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法。半経験的な方法のひとつ。レシビ参照。

⁶ 経験的データを基に、最大地動をマグニチュードと距離等の経験式で算定する方法。

⁷ 震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法。広帯域の評価が可能。

⁸ 断層破壊がS波の伝播速度に近い速度で伝播することにより、破壊の進行方向では地震波が重なりあい、結果としてその振幅が大きくなる（パルスが鋭くなる）効果。

問題が挙げられる。

接続周期を1.5秒とし、比較的短周期まで理論的手法によって計算を行うには、それに応じて精度の高い地下構造モデルが必要となる。しかしながら、宮城県沖地震を想定した強震動評価で用いる地下構造モデルについては、その規模が非常に大きく、現状では高い精度でモデルを構築するための十分な情報は得られていない。また、地震波の伝播距離が長いことから、理論的手法と半経験的手法（統計的グリーン関数法）による計算波形の位相のずれが相対的に大きくなる。さらに、震源モデルが単純化されているため、理論的手法においては、短周期成分（周期1~2秒）が過小評価され、それによりディレクティブ効果も現れにくくなっている。

上記の理由により、本報告の「詳細法」による強震動予測結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果を採用した。

「連動した場合」については、アスペリティ等の微視的パラメータを設定するための十分な情報が無いこと、また震源規模が大きいために、より広い範囲を評価対象とする必要があり計算量が増大することもあり、「簡便法」を用いた。

4 予想される強震動

「単独の場合」のケース A1 とケース A2 の強震動予測結果を図 5 に示す。

ケース A1 では、浅い地盤構造の増幅率の高かった旧北上川下流域の広い範囲において震度 6 弱を示している。また、ごくわずかではあるが、震度 6 強以上と予測された領域も認められる。

一方、ケース A1 より地震規模が小さく設定されたケース A2 では、アスペリティや破壊開始点が、評価範囲の地震動を大きくするような位置にないこともあり、ケース A1 と比べ全体的に小さめの地震動を示している。

「連動した場合」では、マグニチュードがケース A1 よりも 0.4 大きい設定となっているものの、「簡便法」によるその予測結果（図 6）は、ケース A1 の予測結果と同じ程度の大きさである。これは、「簡便法」の結果が、地震規模に対して平均的な大きさの地震動を示しているのに対して、ケース A1 の「詳細法」を用いた結果は、1978 年宮城県沖地震の特徴（観測された加速度のレベルが大きい）を反映した計算結果となっているためである。

ケース A1 については、予測結果の検証として、1978 年宮城県沖地震において開北橋、樽水ダムで得られた観測記録（建設省土木研究所、1978）、また、東北大学で得られた観測記録（建設省建築研究所）と対応する評価地点の計算結果を比較する（図 7）。いずれの観測点の記録にも特徴的なパルスが見られるが、それぞれの計算波形にも同程度の時間幅、振幅を有するパルスが見られる。また、全体的なエンベロープ（波形の包絡線）の形状も合っており、総じて観測記録と計算結果の対応は良い。

5 今後に向けて

- ・ 「詳細法」による計算においてハイブリッド合成法を検討したが、海溝型地震の強震動評価においては、以下に述べるような理由により、合成結果の精度が相対的に下がったため、本報告の評価結果としては、統計的グリーン関数法による計算結果

を採用した。

- 地下構造モデルを構築するための情報が十分でなく、そのモデルの精度が比較的低いこと。
- 合成する前の理論的手法と半経験的手法による計算波形の位相ずれが大きくなること。
- 理論的手法においては、短周期成分（周期 1~2 秒）が過小評価され、それによりディレクティビティ効果も現れにくくなっていること。

広帯域の強震動予測を行うために、ハイブリッド合成法は有効であり、既に評価範囲が狭い内陸地震の強震動評価においては実用化されている。今後は、海溝型の地震の強震動評価においても、ハイブリッド合成法による計算結果の精度が向上できるように、地下構造モデルの高精度化、震源モデルの改良及び計算手法の改良について検討していきたい。

- 宮城県沖地震については、重点的調査観測が実施されており、仙台平野については地下構造調査が実施されている。これらの成果が上記した三次元地下構造モデルの改良、震源モデル設定の改良に貢献することが期待される。

表1 震源パラメータ

「単独の場合」

項目		ケース A1	ケース A2
断層位置・深さ		図1、2参照	図1、2参照
断層走向・傾斜		図1、2参照	図1、2参照
断層面積		2266 km ²	1449 km ²
破壊開始点		図2参照	図2参照
破壊伝播形式		放射状	放射状
地震モーメント		3.1E+20 Nm	1.6E+20 Nm
モーメントマグニチュード		7.6	7.4
静的応力降下量		7.0 MPa	7.0 MPa
剛性率		4.7E+10 N/m ²	4.7E+10 N/m ²
平均すべり量		2.9 m	2.3 m
破壊伝播速度		3.0 km/s	3.0 km/s
短周期レベル		8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
全アスペリティ	地震モーメント	5.2E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	192 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	静的応力降下量	55 MPa	54 MPa
	短周期レベル	8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第1アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	96 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	実効応力	29 MPa	54 MPa
	短周期レベル	3.1E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第2アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	-
	面積	96 km ²	-
	平均すべり量	5.9 m	-
	実効応力	73 MPa	-
	短周期レベル	7.8E+19 Nm/s ²	-
背景領域	地震モーメント	2.6E+20 Nm	1.3E+20 Nm
	面積	2074 km ²	1321 km ²
	平均すべり量	2.7 m	2.1 m
	実効応力	6.8 MPa	7.7 MPa
	短周期レベル	3.4E+19 Nm/s ²	3.1E+19 Nm/s ²

「連動した場合」

項目	「連動した場合」
断層位置・深さ	図1、2参照
断層走向・傾斜	図1、2参照
断層面積	9820 km ²
モーメントマグニチュード	8.0