

Contract:

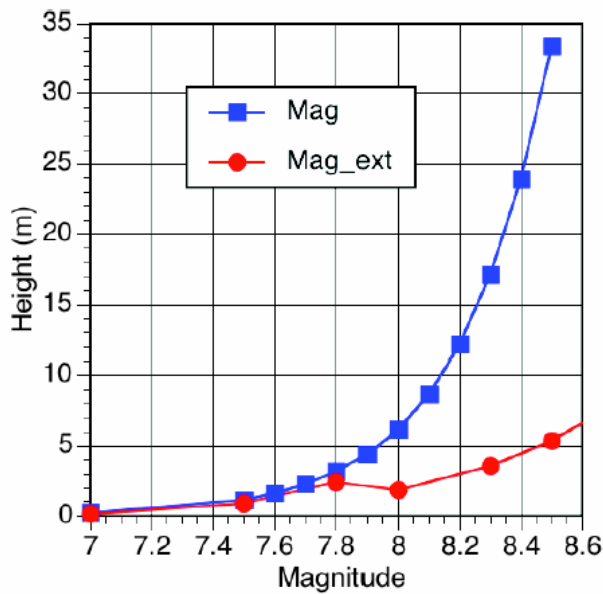
ENEA – Banco Interamericano de Desarrollo (BID)/InterAmerican Development Bank (IDB)

Manejo de Riesgos en Valparaiso, Servicios Técnicos

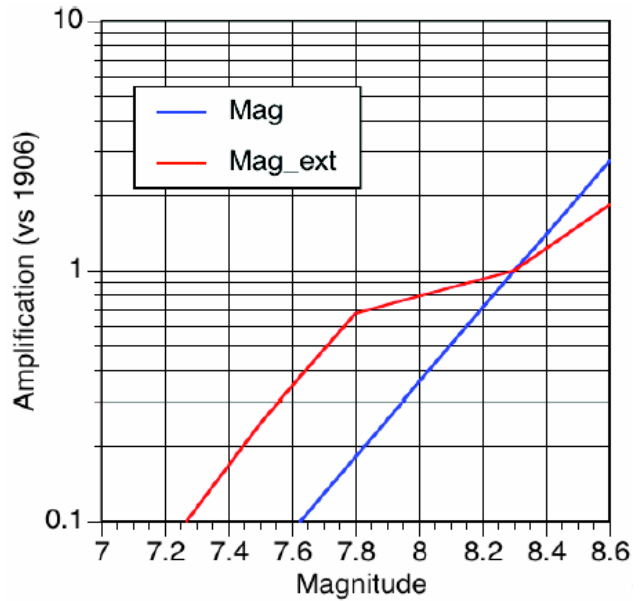
Acronym: “MAR VASTO”

ATN/II-9816-CH

Contract n.



PRM.7.035.00-C



**TSUNAMI HAZARD
IN THE CITY OF VALPARAISO**

3			Name				
			Signature				
2			Name				
			Signature				
1			Name				
			Signature				
0	Date	30.06.2008	Name	F. ROMANELLI			
			Signature	<i>F. Romanelli</i>			
				AUTHORS			

INDEX

Preface	Pag.	3
1. Introduction	Pag.	4
2. Tsunami simulation: theory and modelling	Pag.	5
2.1 Modal summation technique: Tsunamis generated by offshore earthquakes	Pag.	5
2.2 Green's function approach: Tsunamis generated by inland/coastal earthquakes	Pag.	5
2.3 Wave propagation	Pag.	6
3. Hazard scenarios	Pag.	6
3.1 Parametric studies	Pag.	7
3.2 Laterally heterogeneous oceanic models	Pag.	11
3.3 Extended sources	Pag.	12
4. Final remarks	Pag.	13
5. Selected references focusing on the hazard in Valparaiso	Pag.	15
6. References	Pag.	16
Appendix 1: Documents related to the SHOA report "Carta de Inundacion por Tsunami para la bahia de Valparaiso, Chile"	Pag.	18

PREFACE

The work has been carried out during the *in situ* investigation of the Italian experts, done in the framework of two missions at Valparaíso (May and October-December 2007), with the help of many local Organizations (see General Progress Reports). In particular, we appreciated very much the cooperation of the personnel of the “Oficina de Gestion Patrimonial - OGP” of the Valparaiso Municipality (headed by Paulina Kaplan Depolo) and SHOA (Servicio Hidrografico y Oceanografico de la Armada de Chile).

The work has been fruitfully carried out with the Chilean scientific team, in particular with Prof. R. Saragoni, Prof. M. Astroza (University of Chile, Santiago) and some of their PhD students (e.g. S. Ruiz and T. Sturn) for the Seismic Hazard and with Dr. Dante Gutierrez (SHOA) for the Tsunami Hazard.

This report, regarding WP3 activities (study of seismic hazard), has been carried out by the WP4 leader ICTP.

ICTP Team composition:

Prof. Giuliano Panza	Scientific Coordinator
Hoby Raza	PhD Student
Elisa Zuccolo	PhD Student
Cristina La Mura	PhD Student
Dr. Fabio Romanelli	Senior Researcher
Dr. Franco Vaccari	Senior Researcher

1. INTRODUCTION

A tsunami occurs after a huge mass of water is displaced by some force from its equilibrium configuration. Gravity acts as a restoring force, tending to bring the displaced mass of water back to its original equilibrium state. Most tsunamis are generated by submarine earthquakes, but possible sources are also inland/coastal earthquakes, landslides and meteoric impacts. Due to their generation mechanism, periods and wavelengths associated with tsunamis are longer than those associated with ordinary wind-driven sea waves and for large submarine earthquakes their amplitudes can be very impressive, especially when the waves approach the shorelines.

The Chilean coast is currently exposed to the effects of near and far field tsunamis generated in the Pacific Ocean (Gutierrez, 2005). For instance, the catastrophic events of the last century, 1868 and 1877, overwhelmed the coast of the northern region of the country. During this century, the most important disaster was the 1960 earthquake and tsunami in Valdivia, in the south of the country. It is well known that this event had a great impact on the coasts of most of the neighbouring countries in the Pacific Ocean, mostly in Hawaii Island and Japan. The last important event recorded along the Chilean coast was the "good tsunami" which occurred in Antofagasta, 1995. This historic situation has contributed to an awareness of the risk involved and therefore to the development of research on the subject in Chile. The organisation in charge of detecting and issuing the warning is the Hydrographic and Oceanographic Service of the Chilean Navy (SHOA; www.shoa.cl). The tsunami warning head office is located in the Department of Oceanography of SHOA. In the last few years, new developments in technology have made it possible to improve the quality of the information to assess the potential risk of a tsunami event off the Chilean coast. Since 1995, a TREMORS System has been operating in Chile. This is a seismic monitoring equipment that improves the existing seismic network and tsunami warning system in Chile, giving information in real time of seismic parameters and their relationship with some of the parameters of tsunami generation to estimate the risk. An very good instance of the application and utility of the technology was the tsunami warning issued by SHOA for the 1996 Chimbote earthquake in Peru.

As a very important complement to the operative work, SHOA has been working actively in the processing of inundation maps by tsunamis for the Chilean coast, using the TIME project technology. Since 1996, after the TIME training course in Chile, the National Tsunami Warning System has been producing inundation charts of the main ports to help the Civil and Maritime Authorities to plan and mitigate the effects of a tsunami. During the period 1997-2004, twenty eight charts have been produced under the project "Processing of Inundation Maps by Tsunamis for the Chilean Coast". The cities included in these charts (<http://www.shoa.cl/servicios/citsu/citsu.php>) are: Arica, Iquique, Tocopilla, Mejillones, Antofagasta, Taltal, Caldera, Chañaral, Huasco, Coquimbo, La Serena, Los Vilos, Papudo, Quintero, Valparaíso, Viña del Mar, Algarrobo, San Antonio, Constitución, Talcahuano, Penco, Lirquén, Tomé, San Vicente, Coronel, Lebu, Corral y Ancud. Inundation maps have been used for tsunami hazard planning by the national civil protection agency (ONEMI) and other government institutions.

The SHOA report (SHOA, 1999, annexes in the Appendix), that has been discussed by the Italian expert Fabio Romanelli and by Dr. D. Gutierrez at the SHOA headquarters during the in situ visit in November 2007, should be used as the reference document for the tsunami hazard assessment for the Valparaiso site. The objective of this work is to complement the deep and detailed studies already carried out by SHOA, with a) set of parametric studies about the tsunamigenic potential of the 1985 and 1906 scenario earthquakes; b) analytical modelling of tsunami waveforms for different scenarios, in order to provide a complementary dataset to be used for the tsunami hazard assessment at Valparaiso.

2. TSUNAMI SIMULATION: THEORY AND MODELLING

The traditional approach to model tsunami generation is based on solving the hydrodynamic equations with boundary conditions at the ocean floor corresponding to a static displacement caused by the earthquake source (e.g. Hammack, 1973; Lee and Chang, 1980; Okal, 1982; Comer, 1984a, b). Another well developed approach is based on the modal theory (e.g. Pod'yapolsky, 1968; Ward, 1980-a; Comer, 1984a, b; Panza et al., 2000). The former approach assumes the ocean and solid Earth to be partially coupled, whereas according to the latter they are fully coupled. Though the modal theory gives a solution corresponding to the exact boundary conditions, and it may be easily extended to models with slightly varying thickness of the water layer, it can be applied only when a source is located under the ocean. However, there are indications that sources near a coastline and even inland, may cause intense tsunami waves. For the analysis of such a case a suitable approach may be that based on the Green's function technique, as proposed firstly by Kajiura (1963) for the analysis of tsunamis excited by an impulsive source.

2.1 MODAL SUMMATION TECHNIQUE: TSUNAMIS GENERATED BY OFFSHORE EARTHQUAKES

The approach we make use here for modelling tsunamis generated by offshore earthquakes is the extension, performed by Panza et al. (2000) to the case of tsunami propagation, of the well-known modal theory (Pod'yapolsky, 1968; Ward, 1980-a; Comer, 1984a, b) and therefore we simply refer to it as "modal method". In this approach it is assumed that the ocean and the solid Earth are fully coupled. From the mathematical point of view, in the modal approach the equations of motion are solved for a multi-layered model structure, according to Haskell (1953), so the set of equations is converted into a matrix problem in which to look for eigenvalues and eigenfunctions. In general, the modal theory gives a solution corresponding to the exact boundary conditions, and so it is easily extended to models with slightly varying thickness of the water layer. Therefore, the modal method allows us to calculate synthetic signals for both laterally homogeneous (1d) and laterally heterogeneous (2d) structures. For the 2d case, the structural model is parameterised by a number of 1d structures put in series along the profile from the source to the receiving site. The liquid layer is considered to be homogeneous and incompressible, no vertical stratification of the water is considered. The parameterisation of the bathymetry is important for the longer source-site paths, since it can strongly influence travel times. In our calculations the number of model structures varies from 2 to 14, depending mainly on the number of slope-trending variations along each path. It is a useful rule to keep the parameterisation as simple as possible. The modal method has a major limitation: due to its intrinsic mathematical formulation, it can be applied only when a source is located under the ocean (i.e. is applicable only to the offshore source case).

2.2 GREEN'S FUNCTION APPROACH: TSUNAMIS GENERATED BY INLAND/COASTAL EARTHQUAKES

There are several indications that sources near or even inside a coastline, may cause intense tsunami waves. For the analysis of such cases, a suitable approach to compute synthetic mareograms has been developed by Yanovskaya et al. (2003) with the Green's function technique, which solves the problem of modelling tsunamis generated by inland/coastal sources. This method uses the representation theorem together with the Green's function as first proposed by Kajiura (1963) for the calculation of tsunamis generated by an extended source under an infinite water layer of constant thickness. This case is then extended with the addition of a coastline, considering a semi-infinite water layer of constant thickness. The exact solution for the Green's function in the liquid layer is represented in an integral form, and therefore, to solve the problem, it is necessary to adopt an approximation. The approximation adopted is the well-known asymptotic representation of the integral solution by Hankel's functions, which allows the calculation only for the far-field case. A rough evaluation, in the case of tsunamis in a shallow water domain, fixes at about ten kilometers

the lower limit for source-site distances that can be considered in this approximation.

2.3 WAVE PROPAGATION

Since we use two-dimensional and one-dimensional models, we can compute mareograms only along straight segments from the source to the receiver sites, neglecting all three-dimensional effects, such as refraction and diffraction, this is a limitation of our method. When analysing the results one has to take into consideration that variations of the sea depth can cause refraction and thus focusing or de-focusing of the wave in some regions. Diffraction of the wave front may also play a significant role in the presence of obstacles such as an island or a peninsula. Moreover in proximity of the coast a number of local effects can generally occur, due to the thinning of the liquid layer, strongly influencing both travel time and maximum amplitude. The ensemble of this phenomena is often called shoaling and is responsible for the final tsunami run-up. The major contribution is the amplification of the wave approaching the coast due to the progressive thinning of the water layer. The principle of conservation of energy requires that the wave energy, when the tsunami reaches shallow waters, is redistributed into a smaller volume, this results in a growth of the maximum amplitude. The linear theory gives for the shoaling amplification factor a simple expression, known as Green's law. Typically the shoaling factor ranges from 1 (no growth) up to several units (amplification) depending on the considered domain (e.g. Ward, 1980-b). Shoaling amplification acts approximately until the wave amplitude is less than half the sea depth (Ward and Day, 2007), then nonlinear phenomena cause the waves to break and eventually turn them backward. Ward and Day (2007) suggest that due to complications of wave refraction and interference runup is best considered as a random process that can be characterised by its statistical properties. Models and observations hint that runup statistics follow a single skewed distribution spreading between 1/2 and 2 times its mean value. Another phenomenon contributing to the wave amplification is the overlapping of the signal, due to the fact that waves travel more slowly in shallow than in deep waters, so the front of the wave packet, that first reaches shallow waters, is overtaken by the tail of the signal. This often results in a growth of the maximum amplitude. When dealing with very long source-site distances (hundreds of kilometers), an additional effect on tsunami maximum amplitude becomes relevant due to the phenomenon of dispersion, i.e. the fact that the components at low frequency of the signal travel faster than the higher ones. After a certain distance the slower high-frequency components tend to migrate at the tail of the wavetrain where they don't contribute any more to the main peak amplitude.

3. HAZARD SCENARIOS

Modelling a hazard scenario has the main purpose to assess the maximum threat expected from a studied phenomenon in a certain area and to give specific directives to the local authorities in order to prevent and mitigate serious consequences on the population, the infrastructures and the environment. By means of the modelling we calculate the maximum amplitude of the vertical displacement of the water particles on the sea surface and the travel time of the maximum amplitude peak, since they are the most relevant aspects of the tsunami wave and also are the only characteristics always recorded in the chronicles and therefore in catalogues. The horizontal displacement field is calculated too, and, in average, it exceeds the vertical one by an order of magnitude approximately (this accounts for the great inundating power of tsunami waves with respect to wind driven ones). To calculate tsunami hazard scenarios we have first adopted the scenario events (1985 and 1906) and the source model described by SHOA (see Appendix, Table 1) and successively we proceed to model the tsunami for other possible scenarios.

It is important to mention that the extremely efficient analytical modelling techniques (computation times are of the order of seconds and are bound to decrease with the natural rate of improvement of computers) for real time simulations can be utilized also for a Tsunami Warning System, since they

compared with real time incoming open-sea level data, in order to validate, or close, an impending alarm.

3.1 PARAMETRIC STUDIES

The quick, accurate and efficient analytical modelling techniques are used to generate a preliminary dataset of synthetic mareograms performing parametric studies to define the influence of the focal mechanism (strike, dip, rake and focal depth) on the tsunamigenic potential of the seismic sources associated to the scenario events. In particular, the modal technique is used for the most significant tsunami events with source located offshore (whose hypocentre is located under the sea bottom). Varying the geometry of the seismic source, different tsunami at the Valparaiso site have been studied, in order to consider the maximum tsunamigenic excitation and in order to consider (starting from the Maximum Historical Earthquake) both the Maximum Credible Earthquake and the Maximum Design Earthquake. All the focal mechanism parameters of the original source models obtained from the seismic catalogues have been varied in order to find the source mechanism producing the maximum amplitude of the tsunami. The preliminary parametric test has been performed to estimate the dependence of the radiation pattern on the orientation of the fault plane (see Figure 1 for the convention adopted in the focal mechanism parameters. The starting source model is the one proposed by SHOA for the 1985 and 1906 Valparaiso earthquakes and it described in Table 1.

Parameters	TSUNAMI 1906	TSUNAMI 1985
South extreme	35.1°Lat.S-72° Lon.W	34.38°Lat.S-72° Lon.W
Slip	4.6 m.	2.8 m.
Length	330 Km.	200 Km.
Width	130 Km.	90 Km.
Strike	N10°E	N10°E
Dip	18°	18°
Depth	15 Km.	17 Km.
Rake	90°	105°

The calculations have been performed using the 1985 scenario as the reference event, and a laterally homogeneous oceanic model with a water layer of 1.5 km. The value of 1.5 km for the thickness of the oceanic layer represents the average bathimetric depth from the source area to the Valparaiso site, supposed to be about at a distance of about 50 km. This simple model gives a reliable upperbound of the height of the tsunami (about 3 meters) and the signal computed with this configuration represent the “reference” signal for the other simulations. In the next figures, examples of the results of the parametric studies that have been performed for the tsunami height (defined as the maximum amplitude of the vertical component of motion) changing the strike-receiver (ϕ), keeping fixed the dip (δ), rake (λ) and the hypocentral depth (h), are shown.

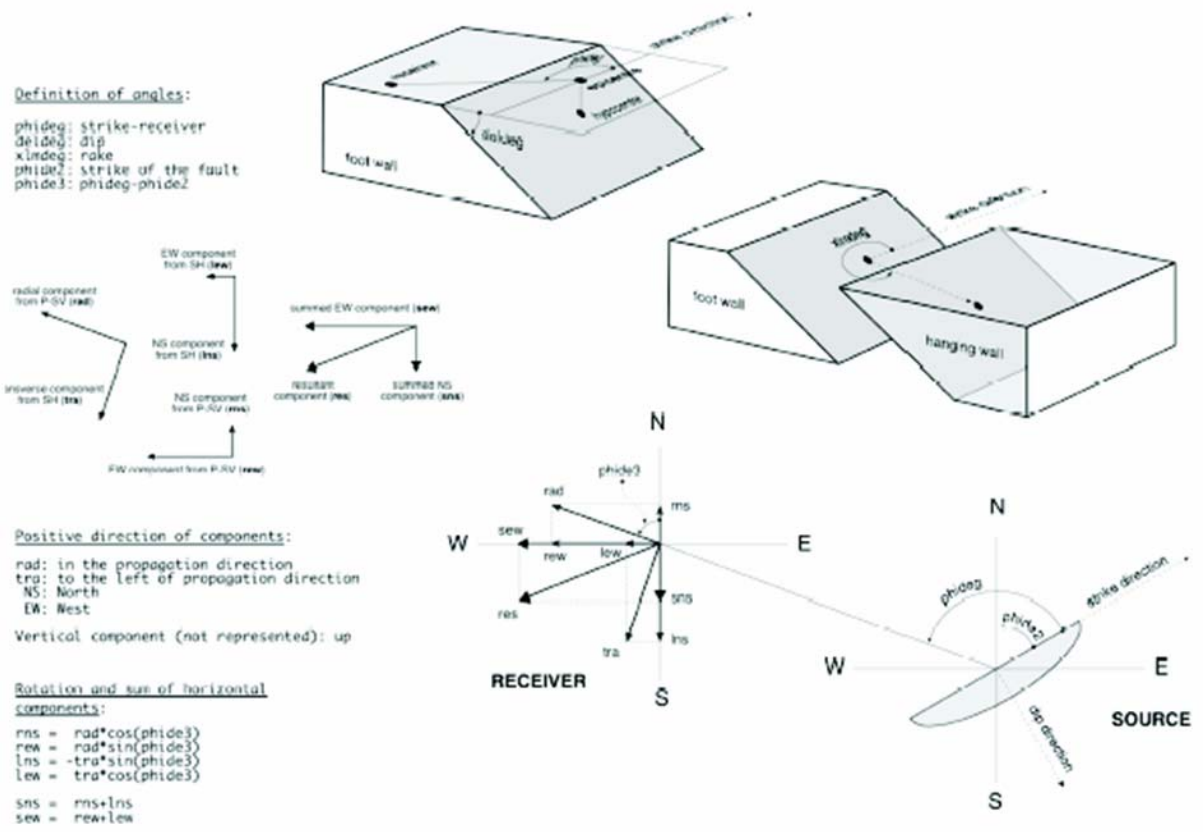


Figure 1: seismic source parameters and conventions adopted in this report.

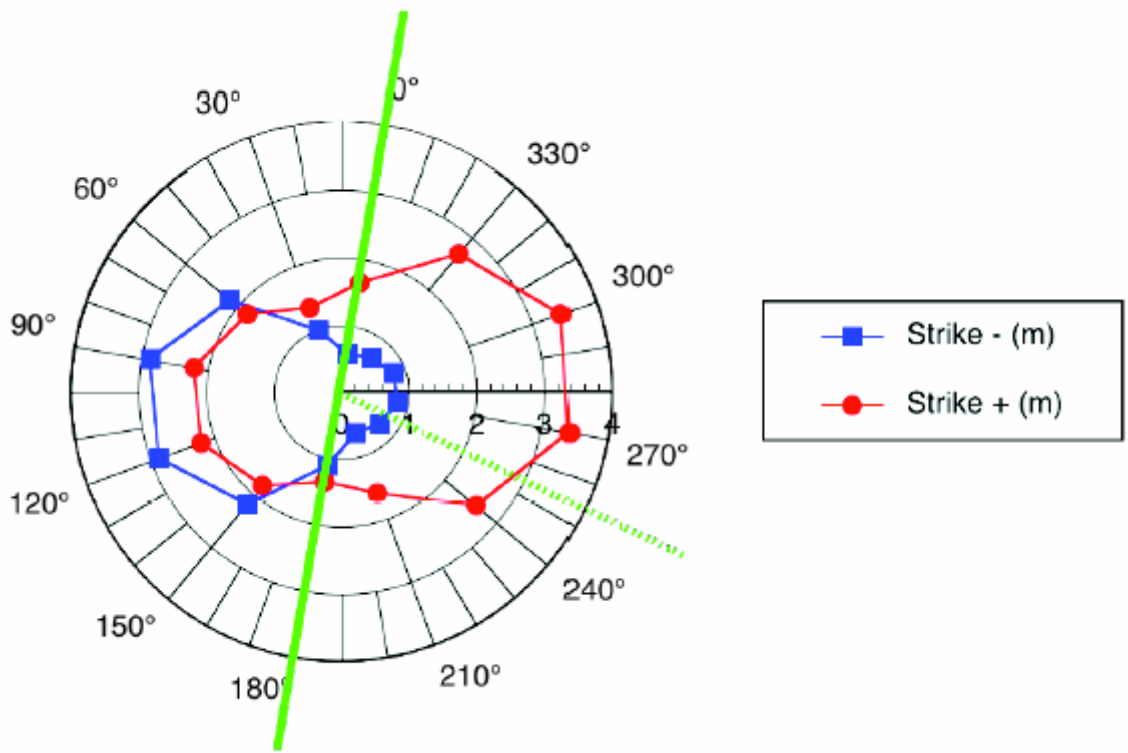


Figure 2: Tsunami height versus the strike angle. The green lines indicate the strike of the fault (solid line) and the strike direction of the Valparaiso site (dashed line).

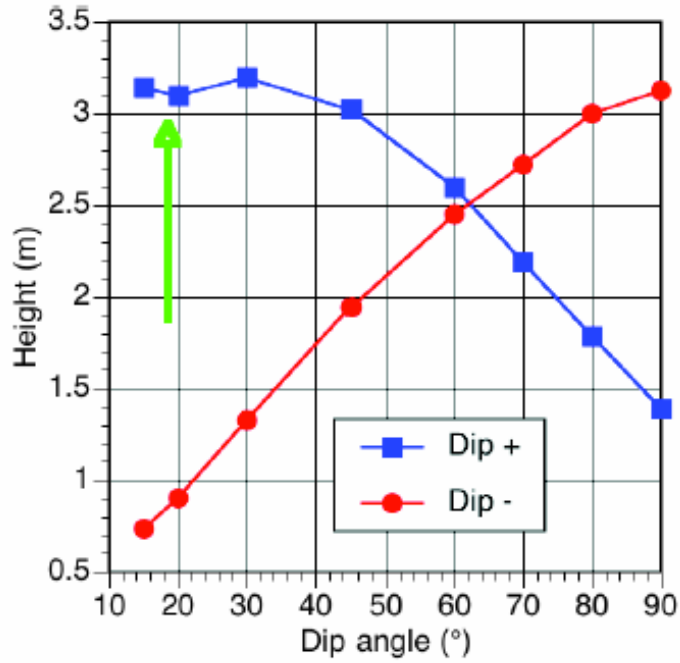


Figure 3: Tsunami height versus the dip angle for the maximum positive height (blue line) and maximum negative height (red line). The green arrow indicates the value for the reference case.

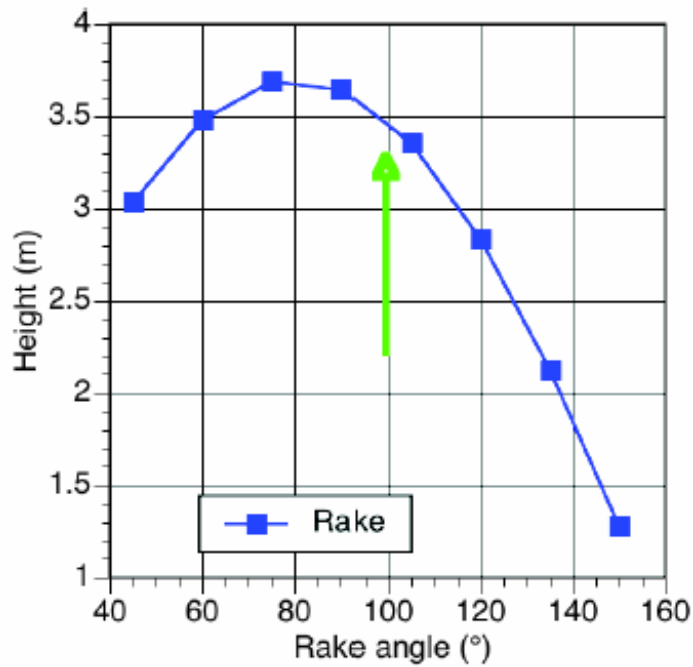


Figure 4: Tsunami height versus the rake angle. The green arrow indicates the value for the reference case.

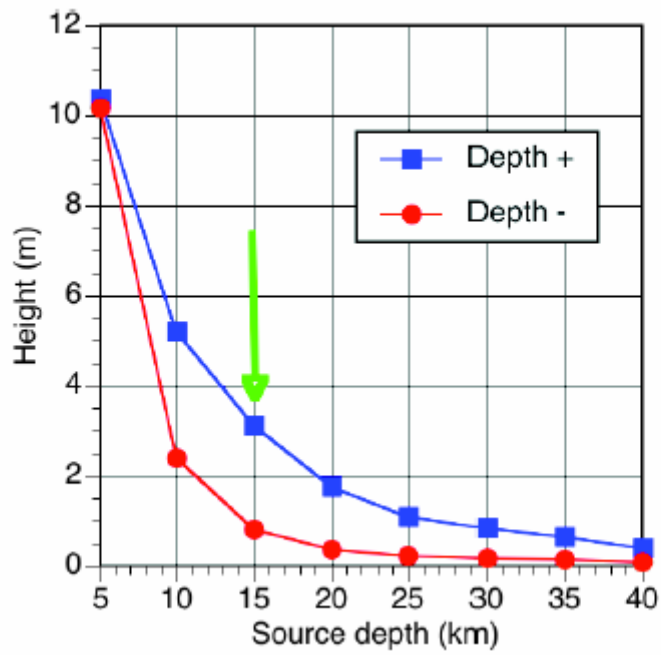


Figure 5: Tsunami height versus the source depth for the maximum positive height (blue line) and maximum negative height (red line). The green arrow indicates the value for the reference case.

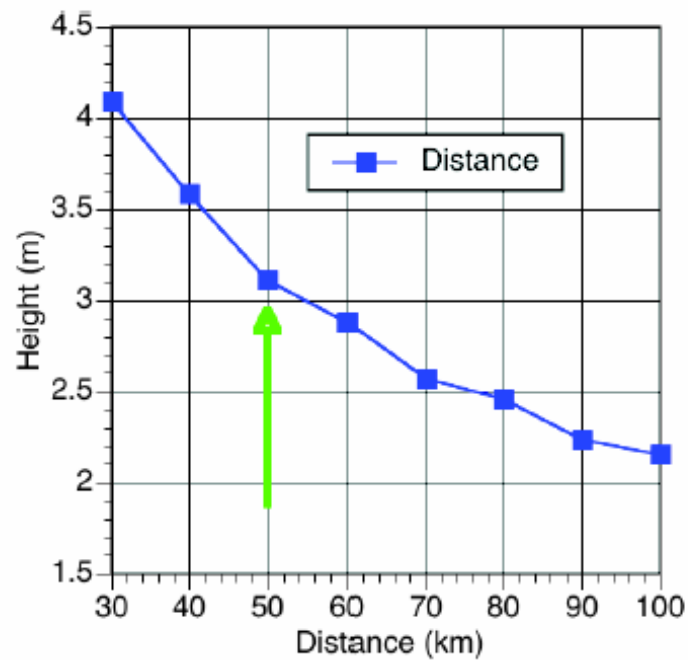


Figure 6: Tsunami height versus the epicentral distance. The green arrow indicates the value for the reference case.

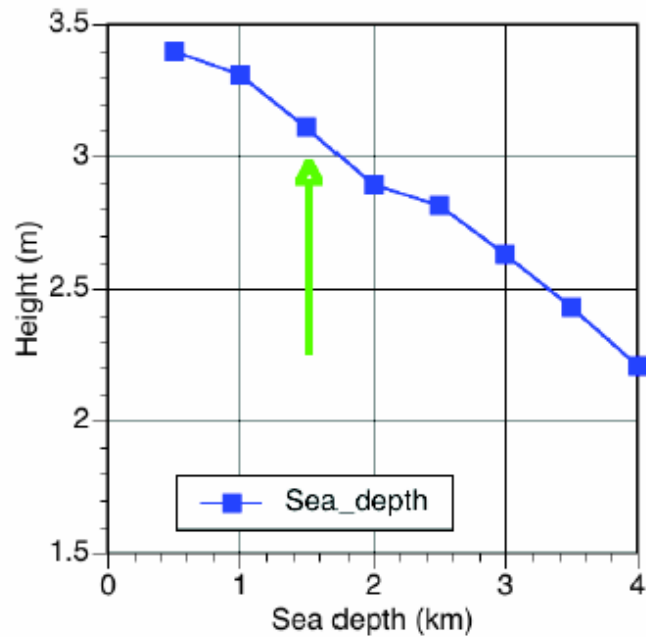


Figure 7: Tsunami height versus the thickness of the oceanic layer. The green arrow indicates the value for the reference case.

3.2 LATERALLY HETEROGENEOUS OCEANIC MODELS

With the modal approach it is very easy to perform expeditious computations for laterally heterogeneous oceanic models (e.g. Panza et al., 2000; Paulatto et al., 2007) and we computed the tsunami signals at the Valparaiso site for different cases; The results are shown in Figure 8. In such a 2D case, the structural model is parameterised by a number of 1D structures put in series along the profile from the source to the receiving site. One example of parameterisation is shown in Figure 9. The parameterisation of the bathymetry is important for the longer source-site paths, since it can strongly influence travel times. In our calculations, due to the relatively short distance (about 50 km) the number of model structures has been varied varies from 2 to 7, depending mainly on the number of slope-trending variations along each path.

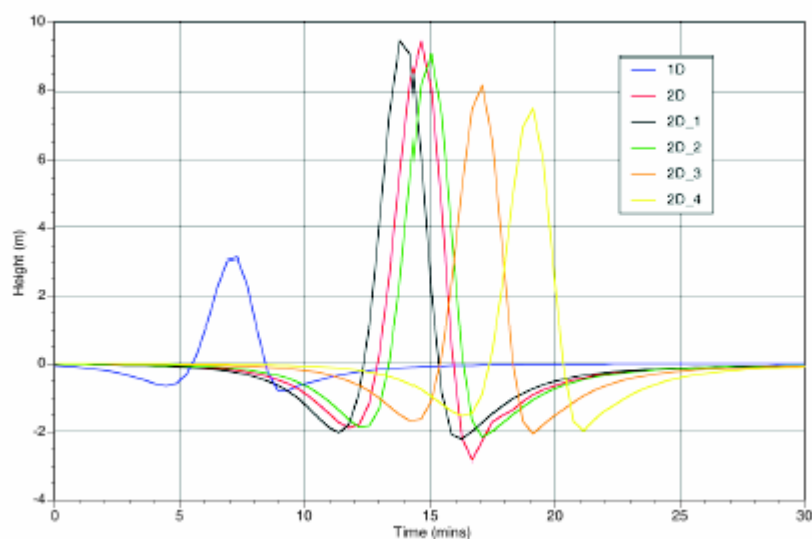
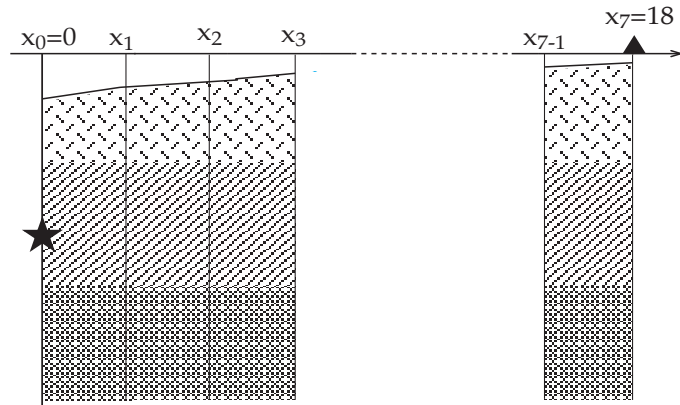
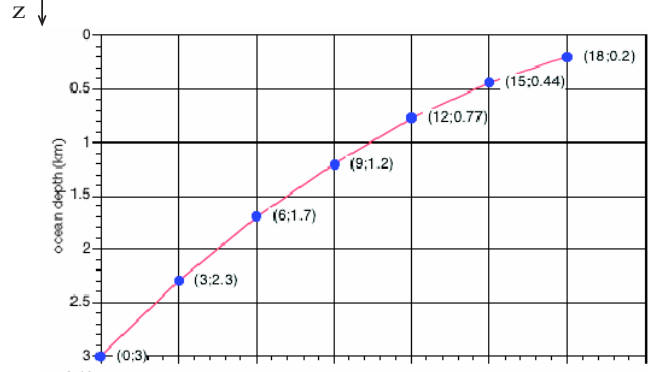


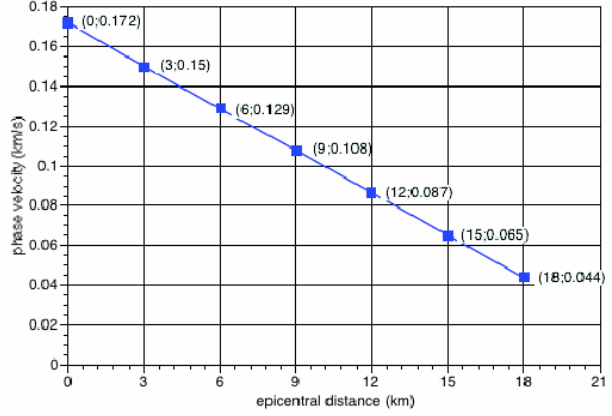
Figure 8: Tsunami signals computed for the reference case (1D) and different laterally heterogeneous models (2D).



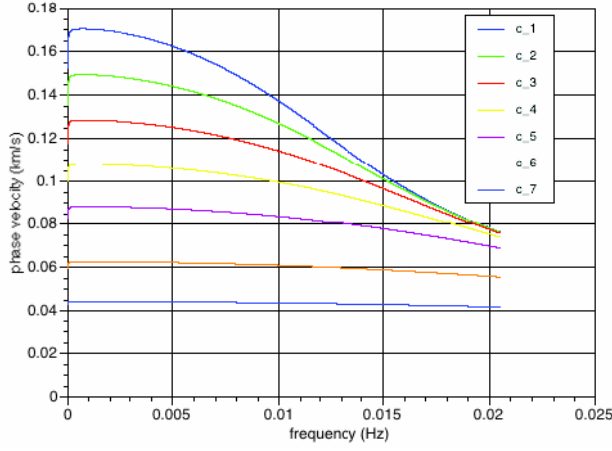
a)



b)



c)



d)

Figure 9. a) Scheme of the laterally heterogeneous oceanic model discretized in 7 1D sections, b) couple of values (km,km) that represent the epicentral distance and the thickness of the fluid in the 7 1D models; c) couple of values (km;km/s) that represent the epicentral distance and the asymptotic velocity (condition of "shallow water"= (\sqrt{gH})) in the 7 1D models; d) dispersion curves($c=c(f)$) of the phase velocity in the 7 1D models.

3.3 EXTENDED SOURCES

For source- site distances comparable with the dimension of the source (near-source) the space extension of the fault may be relevant. In that case the point source approximation may be too crude for the estimation of arrival times and we adopted an extended source model (see also Section 3 of the WP03 Report). To obtain mareograms for the extended source we have developed a FORTRAN code that uses the data of the slip distribution along the fault obtained by a stochastic procedures using another program (PULSYN) developed at the ICTP by Prof. A. Gusev (Gusev and Pavlov, 2006). This last program discretizes the fault and assigns a value of the slip and of rupture time to each subsource (see Figure 10). The characteristic of each subsource is then used as an independent source to model the tsunami and the sum of all the signals obtained give us a final mareogram for the extended source.

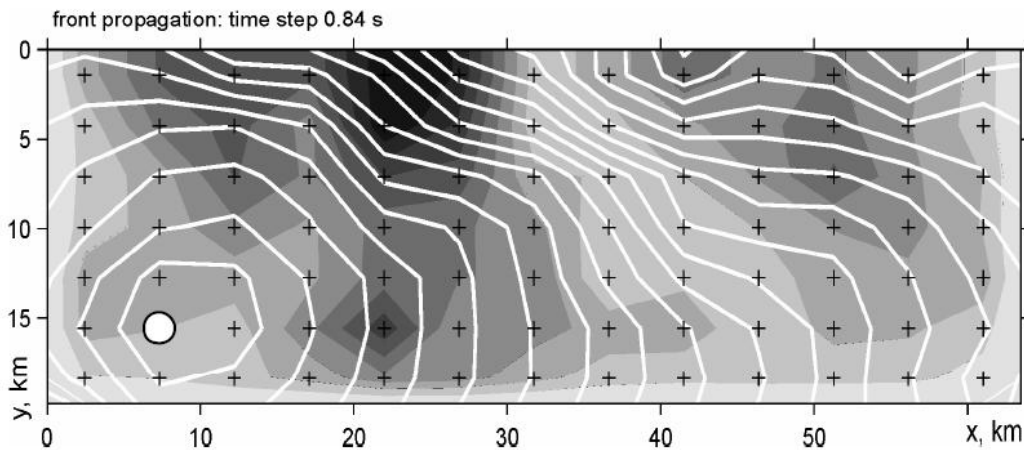


Figure 10: An example of 2D final slip function and rupture history on the fault plane, obtained with Pulsyn (Gusev et al., 2006)

Using this approach, the tsunami time series have been computed, with a laterally homogenous model, at the Valparaiso site for different values of the magnitude (and thus of the source size, according to Wells and Coppersmith,) that can be associated to different scenarios earthquakes (see Section 4). The results are shown in Figure 11.

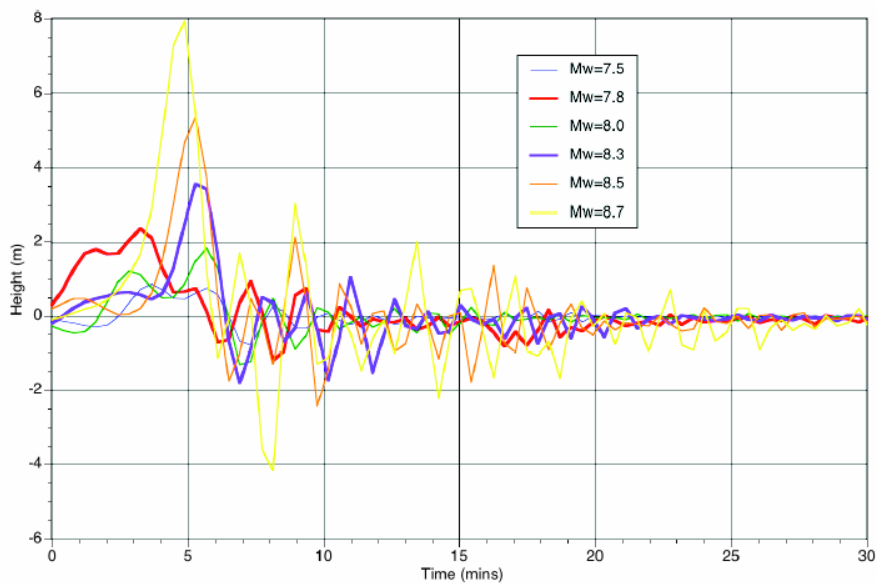


Figure 11: Tsunami signals computed at Valparaiso site (about 50 km) for different magnitudes (from 7.5 to 8.7) considering extended source models.

4. FINAL REMARKS

The methodology allow us to generate a set of tsunami scenarios at the site of Valparaiso, associated to different “scenario” earthquakes that can be classified, according to their different: a) magnitude, b) occurrence period, T_m , to be intended solely for an engineering analysis, and c) risk level:

Magnitude 7.0	Frequent ($T_m \approx 70-80$ years)
Magnitude 7.5	Occasional ($T_m \approx 120-140$ years, Strong)
Magnitude 7.8 (1985)	Sporadic ($T_m \approx 200-250$ years, Very Strong)
Magnitude 8.3 (1906)	Rare ($T_m \approx 500$ years, Disastrous)
Magnitude 8.5	Exceptional ($T_m \approx 1000$ years, Catastrophic)

Using as a base of knowledge the inundation map provided by SHOA (1999, and see Appendix) associated to the 1906 event, an upper bound of the multiplication factor for the tsunami hazard associated to be used for the different scenarios can be read in Figure 12: the tsunami heights, computed with a scaled and an extended source, are plotted versus magnitude and the associated amplifications (using as reference the 1906 level) are shown.

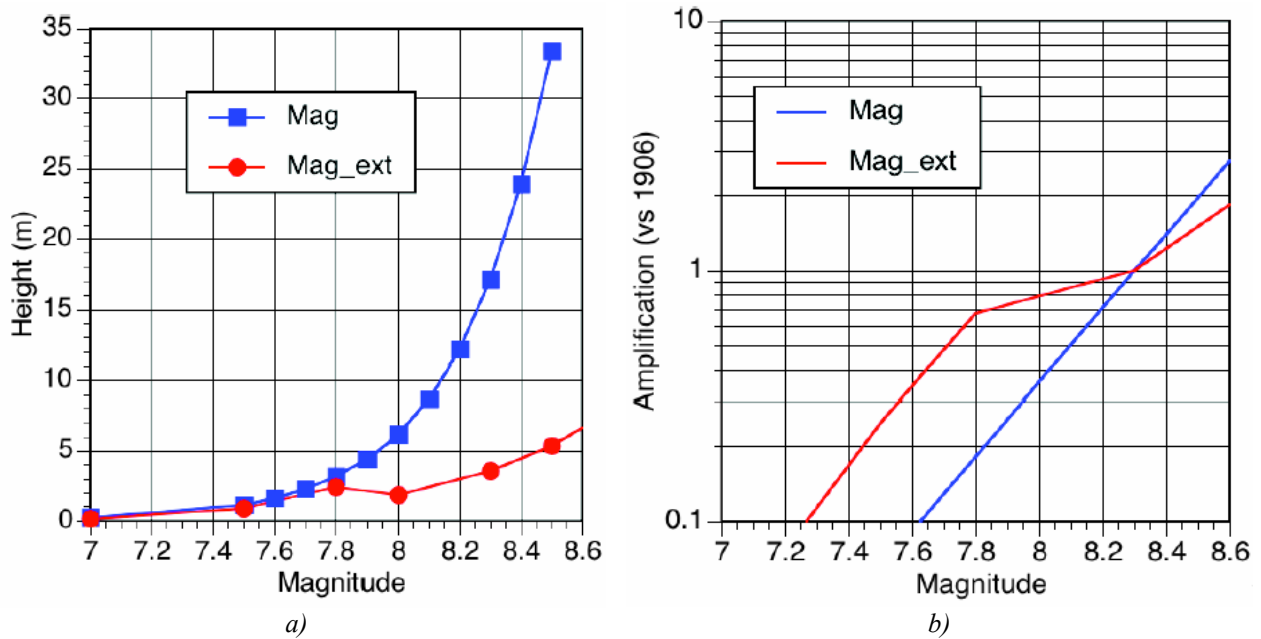


Figure 12: a) Maximum height and b) amplification compared to the reference event (1985 earthquake) for the scenario earthquakes considered.

5. SELECTED REFERENCES FOCUSING ON THE HAZARD IN VALPARAISO

Most of them have been selected and collected during the *in situ* investigation of the Italian expert (Dr. Fabio Romanelli), done in the framework of the mission at Valparaíso (November 2007), with the help of many local Organizations. The literature has been deeply and fruitfully discussed with the Chilean scientific team, in particular with Prof. R. Saragoni, Prof. M. Astroza and some of their PhD students (e.g. S. Ruiz and T. Sturn) for the Seismic Hazard and with Dr. Dante Gutierrez (SHOA) for the Tsunami Hazard.

- Acevedo, P., Astroza, M., Canales, J.C., Monge, J., and Perretta, C., 1989. Relación entre las unidades geotécnicas y los daños producidos por el sismo del 3 de marzo de 1985 en la ciudad de Valparaíso. 5as Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago, Chile.
- Astroza M. y J. Monge, 1994, “Aumento de intensidades según las características geológicas de los suelos de fundación, sismo del 3 de Marzo de 1985”, Anales de la Universidad de Chile, 5a serie, No. 21, pp 103-121.
- Astroza, M., Norambuena, A., Astroza, R., 2006. Reinterpretación de las intensidades del terremoto de 1906, International Conference Montessus de Ballore 1906 Valparaíso Earthquake Centennial.
- Barrientos, S. E., 1988. Slip distribution of the 1985 central Chile earthquake, Tectonophysics 145, 225-241.
- Beresnev, I. A., and Atkinson, G. M., 1997. □ Modeling finite-fault radiation from the omegaⁿ spectrum □ Bulletin of the Seismological Society of America, 87(1):67-84.
- Caravajal, A., 1989. Estudio comparativo de los terremotos de Valparaíso de 1906 y 3 de marzo de 1985. Civil Engineer Thesis. Dept. Civil Engr. Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Celebi, M., 1988. Processed Chile earthquake records of 3 March 1985 and aftershocks, U.S. Geol. Surv., Open-File Rep, 87-195, revised October 1988.
- Choy, G. L. and J. W. Dewey (1988). Rupture process of an extended earthquake sequence: teleseismic analysis of the Chilean earthquake of March 3, 1985, J. Geophys. Res. 93, 1103-1118.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S. K., and Suárez, G., 1986. The 1985 central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region?. Science, 233, 393-500.
- Espinoza, P., 2000. Amplificación sísmica en suelos Y microzonificación de los sectores planas de Vina del Mar y Valparaíso, Civil Engineer Thesis. Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile.
- Gutierrez, D., 2005. Advances in the Chilean tsunami warning system and application for the TIME project on the Chilean Coast. Presentation at GFZ Potsdam.
- Lomnitz, C., 1962. On Andean structure. J. Geophys. Res. 67 1 (1962), pp. 351–363.
- Lomnitz, C., 1964. On Andean structure, part II: Earthquake risk in Chile. BSSA, 54, 1271-1281.
- Lomnitz, C., 1970. Major earthquake and tsunami in Chile during the period 1535 to 1953. Geolog. Rundschau., 59, 938-960.
- Lomnitz, C., 1983. On the Epicenter of the Great Santiago Earthquake of 1647. Bull. Seism. Soc. Am., 73, 885-886.
- Mendoza, C., Hartzell, S., and Monfret T., 1994. □ Wide-band analysis of the 3 March 1985 Central Chile earthquake; overall source process and rupture history □ Bulletin of the Seismological Society of America, 84(2):269-283
- Montessus de Ballore F., 1915, “Historia Sísmica de Los Andes Meridionales al sur del paralelo XVI, Quinta Parte: El Terremoto del 16 de agosto de 1906”. Sociedad Imprenta- Litografía Barcelona, Santiago-Valparaíso, Chile, 407 pp.
- Nishenko, S. P., 1985. Seismic potential for large and great interplate earthquake along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal. Journ. of

- Geophysical Research, 90, 3589-3615.
- Okal, E. A., 2005. A re-evaluation of the great Aleutian and Chilean earthquakes of 1906 August 17. *Geophys J. Int.*, 161, 268-282.
- Saragoni, R., M. Fresard, and P. Gonzales (1985). Análisis de los acelerogramas del terremoto del 3 de Marzo de 1985: Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil, Publication SES 14/1985(199).
- Saragoni, R., 2006. Estudio comparativo de los efectos de los terremotos de Valparaíso de 1906 y 1985 en el barrio El Almendral. *International Conference Montessus de Ballore 1906 Valparaíso Earthquake Centennial*.
- SHOA, 1999. Carta de Inundación por Tsunami para la bahía de Valparaíso, Chile. <http://www.shoa.cl/servicios/citsu/citsu.php>
- SHOA, 2003. Carta de Inundación por Tsunami - Porto-Quintero. <http://www.shoa.cl/servicios/citsu/citsu.php>
- Somerville, P. G., M. K. Sen, and B. P. Cohee, 1991, Simulation of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81(1), 1-28.
- Tanner, J.G., Shedlock, K.M., 2004, Seismic hazard maps of Mexico, the Caribbean, and Central and South America, *Tectonophysics*, 390, pp. 159– 175.
- Verdugo, A. I., 1995. Estudio geofísico de los suelos de fundación para una zonificación sísmica de Valparaíso y Viña del Mar, Civil Engineer Thesis. Dept. Civil Engr. Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Verdugo, A., 2006. Amplificación sísmica en los sectores planos de Viña del Mar y Valparaíso, *International Conference Montessus de Ballore 1906 Valparaíso Earthquake Centennial*.
- Verdugo, R., 2006. Caracterización geotécnica de Valparaíso y su efecto en el Terremoto de 1906., *International Conference Montessus de Ballore 1906 Valparaíso Earthquake Centennial*.

6. REFERENCES

- Ambraseys, N. N.: Data for the investigation of seismic sea waves in the Eastern Mediterranean. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 895–913, 1962.
- Bedosti, B. and Caputo, M.: Primo aggiornamento del catalogo dei maremoti delle coste italiane, *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali*, s.VIII, 80, 570–584, Roma, 1986.
- Comer, R. P.: The tsunami mode of a flat earth and its excitation by earthquake sources, *Geophys. J. Astr. Soc.*, 77, 1–28, 1984a.
- Comer, R. P.: Tsunami generation: a comparison of traditional and normal mode approach, *Geophys. J. Astr. Soc.*, 77, 29–41, 1984b.
- Gusev, A.A., Pavlov, V., 2006. Wideband simulation of earthquake ground motion by a spectrum-matching, multiple-pulse technique. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (a joint event of the 13th ECEE & 30th General Assembly of the ESC)*. Geneva, Switzerland, 3–8 September 2006. Paper Number: 408.
- Hammack, J. L.: A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth, *J. Fluid Mechanics*, 60, 769–799, 1973.
- Haskell, N. A.: “The dispersion of surface waves on multilayered media”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 17–34, 1953.
- Kajiura, K.: The leading wave of tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 535–571, 1963.
- Lee, J. J. and Chang, J. J.: Water waves generated by an impulsive bed upthrust of a rectangular block, *Appl. Ocean Res.*, 2, 165–170, 1980.
- Okal, E. A.: Mode-wave equivalence and other asymptotic problems in tsunami theory, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 1–11, 1982.

- Okal, E.A., 1988. Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review, *Natural Hazards*, 1, 67-96.
- Panza, G. F., Romanelli, F., and Yanovskaya, T. B.: “Synthetic tsunami mareograms for realistic oceanic models”, *G.J.I.*, 141, 498–508, 2000.
- Paulatto, M., Pinat, T., Romanelli, F., 2007. Tsunami hazard scenarios in the Adriatic Sea domain, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 309–325.
- Pod'yapolsky, G. S.: Generation of longperiodic gravitational wave in the ocean by seismic source in the crust, *Izvestia AN SSSR, Fizika Zemli*, 1, 7–24, 1968.
- Ward, S. N.: Relationship of tsunami generation and an earthquake source, *J. Phys. Earth*, 28, 441–474, 1980a.
- Ward, S. N.: “Tsunamis”, *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, Academic Press, California, 1980b.
- Ward, S. N. and Day, S.: Tsunami Balls: A granular approach to tsunami runup and inundation, Submitted to *Communications in Computational Physics*, special issue on *Computational Geophysics*, January 2007.
- Wells D.L. e Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- Yanovskaya, T. B., Romanelli, F., and Panza, G. F.: “Tsunami excitation by inland/coastal earthquakes: the Green function approach”, *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 3, 353–365, 2003.

APPENDIX 1

DOCUMENTS RELATED TO THE SHOA REPORT “CARTA DE INUNDACION POR TSUNAMI PARA LA BAHIA DE VALPARAISO, CHILE”

MEMORIA EXPLICATIVA CARTA DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI PARA LA BAHIA DE VALPARAISO

INTRODUCCIÓN

Las características geotectónicas y morfológicas de la zona central de Chile, asociadas a su potencial sísmico, son determinantes al momento de evaluar la vulnerabilidad de la zona urbana de la bahía de Valparaíso frente al riesgo de tsunamis. Dentro de este contexto, la determinación de las áreas inundables por un tsunami extremo en las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar constituye un aspecto fundamental que condiciona la efectividad de los planes locales de Protección Civil y el manejo de las áreas que potencialmente puedan ser afectadas.

Para ello, el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) ha elaborado una cartografía de inundación por tsunami correspondiente a la zona urbana del borde costero de la bahía de Valparaíso, basándose en los resultados de la aplicación de una metodología de simulación numérica, la que básicamente integra datos topográficos, batimétricos y sísmicos, para resolver un modelo numérico de simulación mediante el uso de computadoras.

TSUNAMIS EN VALPARAISO

Históricamente, se conoce la ocurrencia de cinco terremotos que generaron ondas de tsunami en la bahía de Valparaíso. Estos son los registrados el 13 de mayo de 1647, 8 de julio de 1730, 19 de noviembre de 1822, 16 de agosto de 1906 y el último ocurrido el 3 de Marzo de 1985. Los eventos de 1906 y 1985 son los mejor documentados.

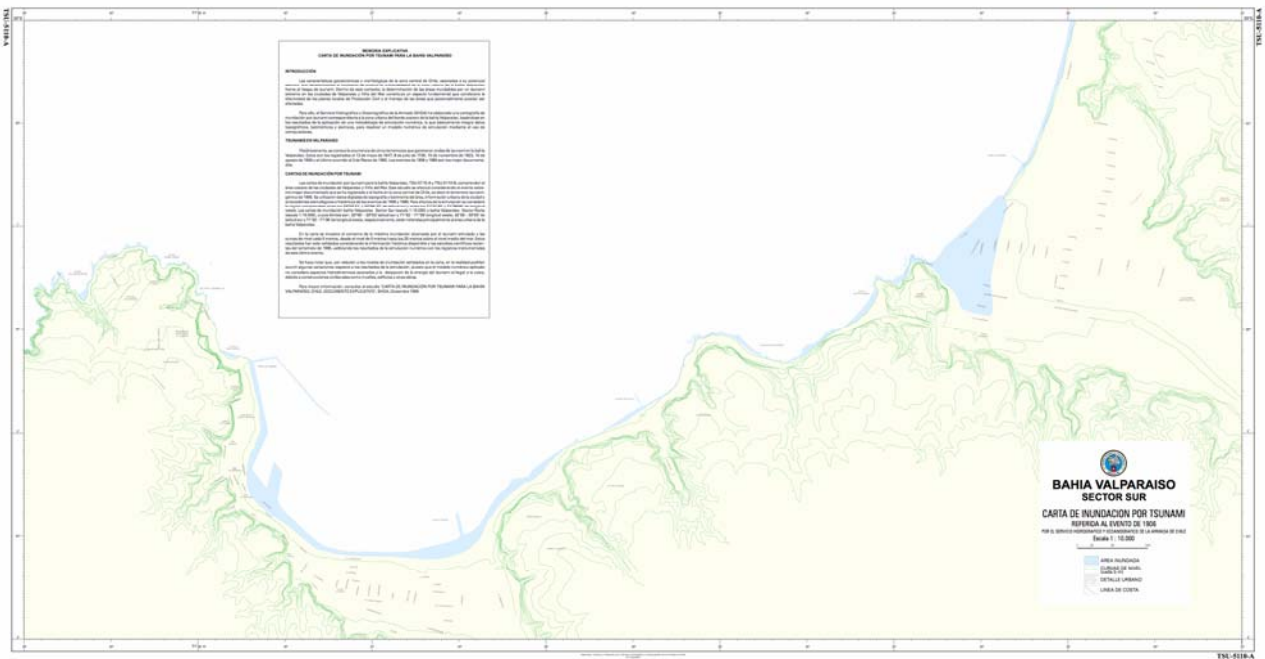
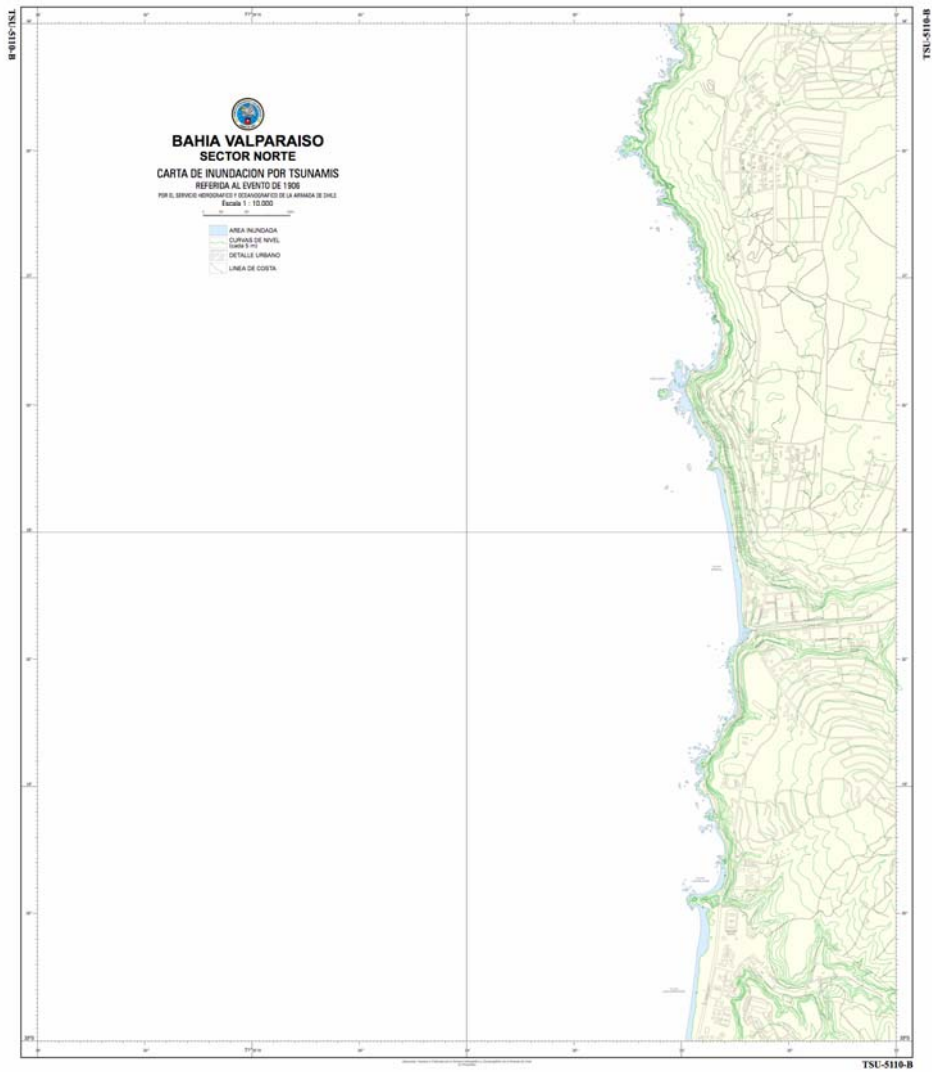
CARTAS DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI

Las cartas de inundación por tsunami para la bahía de Valparaíso, TSU-5110a y TSU-5110b, comprenden el área costera de las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar. Este estudio se efectuó considerando el evento extremo mejor documentado que se ha registrado a la fecha en la zona central de Chile, es decir el terremoto tsunamigénico de 1906. Se utilizaron datos digitales de topografía y batimetría del área, información urbana de la ciudad y antecedentes sismológicos e históricos de los eventos de 1906 y 1985. Para efectos de la simulación se consideró la región comprendida entre los 33° 03' 21" y 32° 56' 27" de latitud sur y entre los 71° 31' 30" y 71° 39' 00" de longitud oeste. Las cartas de inundación bahía de Valparaíso – Sector Sur (escala 1:10.000) y bahía de Valparaíso – Sector Norte (escala 1:10.000), cuyos límites son: 33° - 33° 03' latitud sur y 71° 32' - 71° 39' longitud oeste, 32° 56' - 33° de latitud sur y 71° 32' - 71° 36' de longitud oeste, respectivamente, están referidas principalmente al área urbana de la bahía de Valparaíso.

En la carta se muestra el contorno de la máxima inundación alcanzada por el tsunami simulado y las curvas de nivel cada 5 metros, desde el nivel de 0 metros hasta los 25 metros sobre el nivel medio del mar. Estos resultados han sido validados considerando la información histórica disponible y los estudios científicos recientes del terremoto de 1985, calibrando los resultados de la simulación numérica con los registros instrumentales de este último evento.

Se hace notar que, con relación a los niveles de inundación señalados en la carta, en la realidad podrían ocurrir algunas variaciones respecto a los resultados de la simulación, puesto que el modelo numérico aplicado no considera aspectos hidrodinámicos asociados a la disipación de la energía del tsunami al llegar a la costa, debido a construcciones civiles tales como muelles, edificios u otras obras.

Para mayor información, consultar el estudio “CARTA DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI PARA LA BAHIA DE VALPARAISO, CHILE. DOCUMENTO EXPLICATIVO”, SHOA, Diciembre 1999.



1.- INTRODUCCIÓN

Los tsunamis constituyen uno de los fenómenos naturales de mayor relevancia en el mundo por sus características desastrosas, afectando a la mayoría de los países con costa en el Océano Pacífico. De acuerdo a estadísticas, de los aproximadamente 422 tsunamis acaecidos en este siglo, el 20 % causaron daños de consideración en las zonas costeras cercanas a su origen y el 15% de éstos también causaron daños en zonas costeras lejanas (Farreras, S., 1995). De allí, que los países afectados por este riesgo natural, requieran permanentemente del conocimiento relacionado con el fenómeno, principalmente de los niveles de inundación esperados para eventos de campo cercano, lo que facilita desde el punto de vista de la planificación el manejo de las áreas potencialmente amenazadas y las medidas de acción derivadas de este tipo de situaciones de emergencia.

Dentro de este contexto, el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, - como organismo técnico y oficial del Estado, responsable de la operación del Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (S.N.A.M.), - ha participado con la Comisión Oceanográfica Intergubernamental, a través del Grupo de Coordinación Internacional del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico (GIC/ITSU), en el Proyecto TIME (Tsunami Inundation Modeling Exchange) mediante el cual se pone a disposición de los Estados Miembros, asistencia técnica y software para realizar simulación numérica de tsunamis y elaborar las respectivas cartas de inundación.

Dadas sus características geotectónicas, la costa de Chile está expuesta al impacto directo de tsunamis de fuente cercana y/o lejana. Históricamente, se conoce la ocurrencia de cinco grandes terremotos que han afectado la zona centro y centro sur de Chile, los que generaron ondas de tsunami en el puerto de Valparaíso. El evento sísmico más reciente que origino un tsunami de magnitud menor en la bahía de Valparaíso, fue el registrado el 3 de marzo de 1985. De los restantes, el primero de ellos se registró el 13 de Mayo de 1647, el segundo el 8 de Julio de 1730, el tercero el 19 de Noviembre de 1822 y durante este siglo el terremoto del 16 de Agosto de 1906.

Los informes sobre estos eventos indican que el terremoto de 1730 es uno de los más grandes ocurridos en la historia de Chile y produjo daños entre los 30° S y 36° S, desde La Serena a Chillán; este gran sismo generó un tsunami con una significativa elevación de la ola en la costa. Según Montessus de Ballore (1912), este evento es el primer “gran terremoto de Valparaíso” y hasta esa fecha era el más grande ocurrido en Chile; el tsunami afectó a toda la parte baja de la ciudad, inundó y daño severamente el puerto de Valparaíso. Además, sus efectos se extendieron a varios lugares del océano Pacífico, reportándose sus manifestaciones en el Callao, Perú y Japón, donde ocasionó daños importantes.

Para el tsunami generado por el terremoto de 1822, se observaron tres grandes retiradas de mar y máximas elevaciones de onda en la costa, de aproximadamente 4 metros en Valparaíso y el litoral central. Sin embargo, no hay reportes sobre daños causados en el borde costero; sólo se informó acerca de las averías que sufrieron algunos barcos fondeados en la bahía de Valparaíso.

El gran terremoto de Valparaíso de 1906, generó un tsunami que produjo daños en casi todo el borde costero de la bahía, de lo cual no existe un reporte detallado en el que éstos se especifiquen. No obstante, se sabe que se registraron importantes daños en varias embarcaciones ancladas en la bahía y una grúa de 50 toneladas fue volcada en el muelle. Las máximas elevaciones de ola en la costa fueron informadas como “grandes”. Un informe del impacto producido por el terremoto en Valparaíso (C. Gajardo y A. Rodríguez, 1906) señala que se observó un descenso del nivel del mar de alrededor de 4 metros, dejando en seco la playa al pié del malecón. De acuerdo a diversas fuentes, oscilaciones inusuales del nivel del mar fueron registradas en varios puntos de la costa de Chile. Situaciones similares se registraron en Hawai y otras islas del Pacífico, al igual que en E.E.U.U. y Japón.

El terremoto del 3 de marzo de 1985 ocurrido a las 19:47 hora local (2247Z), tuvo una magnitud $M_s = 7.8$ (Richter). Su epicentro fue localizado en 33.1 S y 71.9 W, afuera de la costa de Chile, frente a Valparaíso. El sismo causó mucho daño en Valparaíso y Santiago. 178 personas perdieron la vida y alrededor de 2.575 fueron heridas, 951.173 damnificados, 66.816 viviendas fueron destruidas y 145.024 dañadas. El tsunami generado se propagó a través de la cuenca del Pacífico y fue registrado en muchas estaciones de marea del Sistema de Alarma de Tsunamis del Pacífico (TWS). En la costa de Chile, se registraron fluctuaciones significativas del nivel del mar entre Coquimbo y Talcahuano.

Siendo actualmente la modelación numérica una de las herramientas técnicas de mayor efectividad para el estudio y análisis de los efectos de los tsunamis, ésta se ha utilizado para simular los eventos de 1906 y 1985 en la bahía de Valparaíso. La elección de estos eventos se apoya en el hecho de que no existe información específica acerca de los parámetros sísmicos asociados a los terremotos de 1730 y 1822, y sus mecanismos de foco. Al respecto, considerando que solo se cuenta con mediciones instrumentales sísmicas y de nivel del mar para el evento menor de 1985, este ha sido utilizado para calibrar el modelo y así estimar la dislocación del sismo de 1906, asumiendo un rumbo de falla N10°E.

A partir de los resultados de la simulación del tsunami de 1906 en la bahía de Valparaíso, se ha procedido a elaborar una cartografía con las áreas inundables, de aplicación tanto para la Planificación Urbana como para la elaboración de los planes locales de Protección Civil.

2. ANTECEDENTES GENERALES

2.1. OBJETIVO

Elaborar una cartografía de las áreas inundables por tsunami para el borde costero de la bahía Valparaíso, a través de una metodología de simulación numérica, la cual pueda ser aplicada a los programas locales de Protección Civil y Planificación Urbana, para facilitar el manejo de las áreas potencialmente afectadas.

2.2. MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL

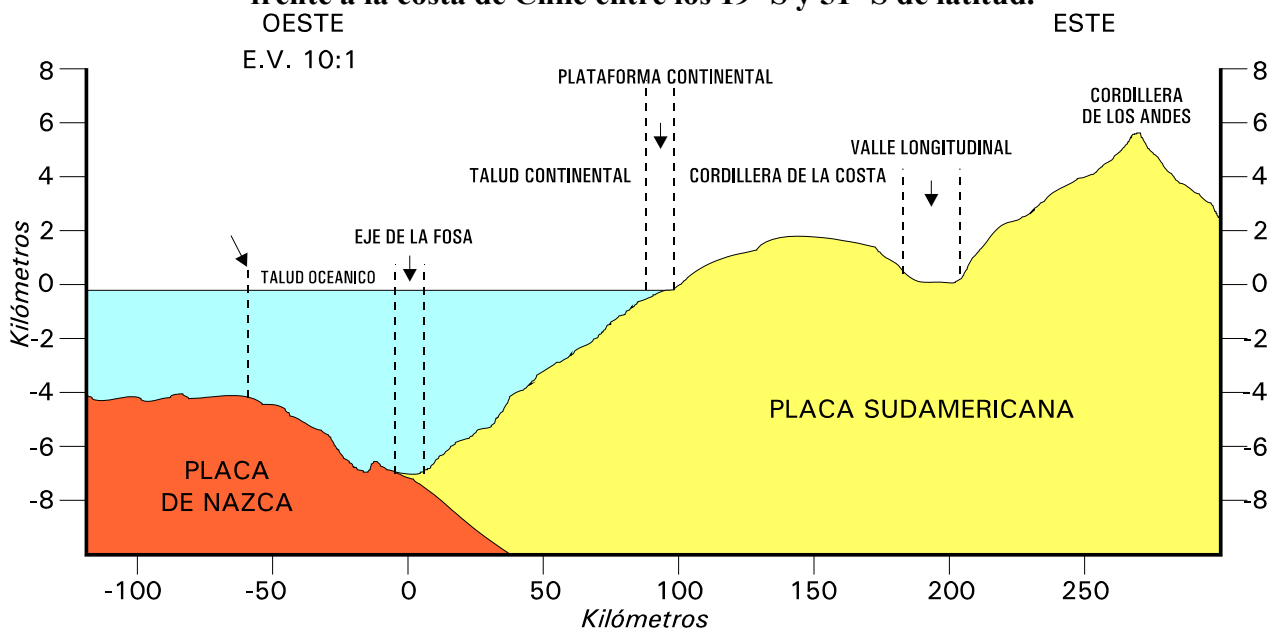
La palabra "tsunami" deriva del idioma japonés para designar al fenómeno conocido como "maremoto" en español. Se define como un tren de ondas progresivas gravitacionales largas, con longitudes de onda del orden de cientos de kilómetros y alturas en agua profunda inferiores a un metro. Estas ondas se forman en el océano o en una cuenca costera, al ocurrir una perturbación impulsiva vertical de corta duración (segundos a pocos minutos) y de gran extensión (centenares o más de kilómetros cuadrados) en su fondo o en su superficie libre. Los períodos de las ondas son de 15 a 60 minutos y sus velocidades de propagación de varios cientos de kilómetros por hora en aguas profundas (Farreras, S., 1995).

Los tsunamis son causados en un 90% por actividad sísmica en zonas de subducción interplacas tectónicas, pero también pueden ser generados por erupciones volcánicas como en Krakatoa, Indonesia en 1883; por deslizamientos submarinos como en la Bahía de Lituya, Alaska en 1958; y en menor proporción, por explosiones nucleares submarinas. Los tsunamis causados por erupciones volcánicas han afectado históricamente las costas del Mediterráneo, principalmente asociados al margen de volcanes activos del Sur de Italia (Tinti, S. y Saraceno, A., 1993). Los tsunamis causados por actividad sísmica tectónica presentan, como característica principal, una perturbación inicial provocada por una dislocación vertical de la corteza terrestre en el fondo marino (Farreras, S., 1995).

La mayor parte de la actividad tectónica actual, se sitúa a lo largo de márgenes continentales activos, que rodean al Océano Pacífico y en los cuales se ubican los epicentros de sismos. El mecanismo de generación de sismos ha podido ser conocido principalmente por medio de la teoría de la tectónica de placas, que presenta a la litosfera formada por un número de rígidas placas que se encuentran en continuo movimiento relativo. En el eje de una cordillera oceánica tectónicamente activa (dorsales) donde las placas se separan, se forma nuevo material cortical debido a una continua acreción de corteza oceánica generada por corrientes de convección del manto.

En este proceso, la placa es empujada desde las dorsales hacia la zona de subducción, donde va gradualmente consumiéndose conforme se va deslizando al interior del manto. Este tipo de límite de placa se encuentra en el Océano Pacífico, representado principalmente por dorsales y fosas oceánicas, provocando intensa actividad sísmica de foco superficial, intermedio y profundo. De allí que, de aproximadamente 2.000 tsunamis (observados y/o medidos) registrados en la historia de la humanidad, el 83% se ha originado en el Océano Pacífico, generados en su mayoría por sismos en el perímetro costero conformado por las zonas de ruptura de subducción inter-placas tectónicas (Farreras, S., 1995). La figura 1 muestra el esquema general del proceso de subducción que se presenta frente a la costa chilena entre los 19° S y los 51° S de latitud.

FIGURA 1
Esquema general del proceso de subducción interplacas tectónicas
frente a la costa de Chile entre los 19° S y 51° S de latitud.



E.V.: Escala Vertical

Fuente: modificado de Morales, E. "Geografía de los Fondos Marinos", I.G.M. (1984).

Las características de un tsunami al llegar a la costa son función de 3 aspectos principales: la condición inicial o fuente; su propagación o trayectoria y la morfología costera:

Condición Inicial

La fuente o zona origen del tsunami define su potencial destructivo al arribar a la costa, el cual es función de la magnitud del fenómeno que lo induce, de la distancia desde su punto de origen a la costa, de la configuración de la línea de costa y de la topografía submarina (Cañón, J. y Morales, E., 1985). Por lo general, solo la componente vertical del desplazamiento superficial de un área fracturada es eficaz en la generación de un tsunami (Abe, 1973; Díaz, J., 1992). Hasta hace poco se reconocía la existencia de 3 condiciones básicas para la generación de un tsunami de origen tectónico (Farreras, S., 1995):

- a) que el hipocentro del sismo o al menos una fracción mayoritaria del área de ruptura, esté bajo el lecho marino y a una profundidad menor de 60 Km. (sismo superficial);
- b) que la frontera de placas o falla tectónica sea de subducción con componente vertical de movimiento, y no de desgarre con desplazamiento únicamente lateral;
- c) que el sismo libere suficiente energía y en un cierto lapso de tiempo, y que ésta sea eficientemente transmitida;

En los últimos 20 años, para calcular la magnitud de un tsunami se han postulado valores límites de la magnitud sísmica (M) entre los cuales se espera la ocurrencia de un tsunami. Sin embargo, la magnitud depende de la conjugación de muchos factores y solamente algunos de ellos han podido ser estudiados sistemáticamente (Cañón, J. y Morales, E., 1985). Actualmente el llamado Momento Sísmico (M_0), un parámetro recientemente introducido en Sismología, es el que más estrechamente relaciona un terremoto con su potencial tsunamigénico. El Momento Sísmico depende de los parámetros fundamentales del proceso de falla resultante de la ocurrencia de sismos, en la siguiente forma:

El Momento Sísmico es proporcional al área del plano de falla (LW), al desplazamiento promedio sobre el plano de falla (d) y a la rigidez del material en la falla (μ), y se representa por:
$$M_0 = \mu L W d$$

El Momento Sísmico es el parámetro más adecuado para representar el tamaño de un sismo, porque a diferencia de la magnitud obtenida a partir de ondas superficiales, no se satura con los eventos más grandes y por otro lado, es el que mejor representa el tamaño del sismo y la deformación completa en la zona origen. El Momento Sísmico es determinado mediante el análisis de Fourier de las ondas sísmicas de período largo, lo cual implica que los detalles de la ruptura son eliminados, con el efecto resultante que la falla completa se considera como una fuente puntual.

De este modo, se estima que un evento transpacífico con potencial destructivo, debe ser causado por un sismo con $M_0 > 4 \times 10^{28}$ din-cm (Okal, 1988), valor que en la unidad N.m. corresponde a 4×10^{21} . La aseveración que el Momento Sísmico es el único parámetro importante que controla la generación de un tsunami ha sido reafirmada por numerosos trabajos (Abe, 1973; Abe, 1975; Okal, 1988; Talandier y Okal, 1989; Reymond, Hyvernaud y Talandier, 1993, etc.). En base a estos estudios, se han establecido rangos indicativos que relacionan M_0 y el potencial destructivo de un tsunami; considerando que $1 \text{ din-cm} = 10^{-7} \text{ N.m.}$ se tiene lo siguiente (Talandier, 1993):

$M_0 < 10^{21} \text{ N.m.}$: No se genera tsunami
$10^{21} \leq M_0 < 5 \times 10^{21} \text{ N.m.}$: Tsunami pequeño
$5 \times 10^{21} \leq M_0 < 2 \times 10^{22} \text{ N.m.}$: Tsunami potencialmente destructivo
$M_0 \geq 2 \times 10^{22} \text{ N.m.}$: Tsunami grande y destructivo

Aunque el cálculo del Momento Sísmico se dificulta para eventos históricos, los estudios realizados a la fecha permiten correlacionarlo con alturas máximas de ondas de tsunami registradas, haciendo posible el establecimiento de modernos sistemas de alarma en tiempo real para sismos tsunamigénicos fuertes de campo lejano.

Las relaciones de carácter más general como "Intensidad de un Tsunami" (Soloviev y Go, 1974) y "Magnitud de un Tsunami" (Iida, 1967) en función del logaritmo de la altura máxima del tsunami en una región extensa, están hoy en desuso por tener las alturas un rango de variabilidad local muy amplio con valores máximos que dependen de accidentes topográficos (Farreras, S., 1995).

Propagación o Trayectoria

El perfil de ondas resultante de un tsunami generado en océano abierto depende de los parámetros de su fuente, de las características de la región de propagación y del tiempo o distancia transcurridos desde el inicio de esa propagación. Cada situación durante la propagación (zonas abisales profundas, plataformas continentales, aguas costeras someras) y etapas son descritas por una teoría físico-matemática diferente, como la teoría lineal de aguas someras, ecuaciones de Boussinesq y teorías no lineales de amplitud finita de Stokes.

Para el caso de ondas largas como son los tsunamis, la velocidad de propagación de éstos depende básicamente de la profundidad del agua por la cual atraviesa. Esto determina que durante su trayectoria, el tsunami se vea sujeto al fenómeno de refracción que conduce a efectos de directividad y dispersión de energía. La morfología submarina causa también efectos de directividad y disipación de energía (principalmente en fosas submarinas).

Morfología costera

La altura alcanzada por un tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos como: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión (scattering), atrapamiento de las ondas en las distintas formaciones costeras, de los modos normales de resonancia de estas formaciones y, formación de bores en playas, estuarios y lagunas costeras (Farreras, S., 1995). Estos factores determinan que el arribo del tsunami a la línea costera sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de su altura, aún a cortas distancias a lo largo de ella.

Actualmente se sabe bien que la gran longitud de onda que presentan los tsunamis (100-300 Km.), provoca que su propagación en océano abierto donde existen grandes profundidades, se realice casi sin pérdida de energía por fricción de fondo y con una amplitud de unos cuantos centímetros, por lo cual resulta imperceptible para las embarcaciones. En la costa, en cambio, la disminución de la profundidad y su configuración genera la concentración de la energía cinética de estas ondas; disminuye su longitud de onda y con ello crece su altura, alcanzando un gran poder destructivo con alturas de onda que pueden llegar hasta 20 o 30 metros. Las mayores alturas de onda han sido observadas en bahías angostas o semi-cerradas (por amplificación resonante), desembocaduras de ríos y en bahías con presencia de islas.

2.3. DESCRIPCIÓN DE LA METODOLOGÍA

La complejidad del proceso de generación de un tsunami y su arribo a la costa, dificulta el estudio del fenómeno. Sin embargo, el avance tecnológico con el surgimiento de poderosas herramientas computacionales, ha hecho posible el desarrollo de nuevos métodos y modelos aplicables a la dinámica oceánica. La Sismología, por su parte, ha hecho posible la estimación del mecanismo focal y el desplazamiento relativo del fondo marino.

La mayoría de los modelos numéricos clásicos desarrollados, han sido ideados para reconstruir tsunamis históricos y consisten en resolver directamente las ecuaciones de continuidad y movimiento, integradas verticalmente para valores particulares de los parámetros involucrados en un evento (Díaz, J., 1992). La simulación numérica ha logrado importantes progresos durante los últimos 30 años y es considerada actualmente una de las metodologías más confiables para el estudio de tsunamis de fuente lejana y local. De este modo, se han simulado los más importantes tsunamis generados a la fecha y también tsunamis eventuales que puedan afectar determinadas áreas de interés. Farreras (1995) ha simulado la inundación del puerto de Zihuatanejo por el evento de 1985, mediante un modelo numérico de diferencias finitas de una versión casi-lineal de las ecuaciones de movimiento integradas verticalmente, incluyendo fricción de fondo, pero sin considerar advección de momentum ni efecto de Coriolis. Liu, Yoon y Seo (1995) han simulado el Tsunami de Chile en 1960 y su propagación hasta las costas de Hawai. Ortiz, Shuto, Takahashi e Inamura (1995) han simulado numéricamente el Tsunami de Hokkaido de 1993.

La metodología de simulación numérica de tsunamis integra aspectos morfo-tectónicos y de dinámica oceánica que pueden sintetizarse de la siguiente forma:

- a) La condición inicial del tsunami (o deformación del terreno) se determina empleando el modelo de Mansinha y Smylie (1971) que supone una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la deformación vertical del lecho marino. Este es un modelo de ruptura sísmica y requiere por lo tanto conocer los parámetros de rigidez, área de ruptura y dislocación que caracterizan la falla (Momento Sísmico). Para eventos recientes, estos parámetros son posibles de determinar en base al registro de las ondas sísmicas de muy largo período.
- b) La propagación del tsunami se simula usando el método de Goto y Ogawa (1982), que consiste en la integración numérica de las ecuaciones de aguas someras utilizando el método de diferencias finitas.
- c) La inundación de las zonas costeras se determina empleando la condición de frontera móvil de Iwasaky y Mano (1979).
- d) La región de estudio o dominio de integración, se discretiza mediante un conjunto de mallas anidadas de diferente resolución espacial. Las mallas con mayor resolución se emplean para discretizar las regiones en donde se desea elaborar los mapas de inundación.

Los procedimientos de solución numérica permiten, a partir de la deformación del terreno, la determinación de las alturas alcanzadas por las ondas de tsunami en la costa, de sus tiempos de arribo según resolución temporal, la obtención de mareogramas sintéticos en los puntos de la costa de mayor interés y la obtención de vectores de corriente y sus componentes en sentido latitudinal y longitudinal.

3. DESARROLLO

3.1. ÁREA DE ESTUDIO

Para elaborar la cartografía de inundación por tsunami del borde costero de la bahía Valparaíso, se definió un área de interés que, para efectos prácticos, se dividió en dos cartas: Bahía Valparaíso - Sector Sur (escala 1:10.000), comprendida entre 33° – $33^{\circ} 03'$ de latitud sur y $71^{\circ} 32'$ – $71^{\circ} 39'$ de longitud weste y Bahía Valparaíso - Sector Norte (escala 1:10.000), comprendida entre $32^{\circ} 56'$ – $33^{\circ} 00'$ de latitud sur y $71^{\circ} 32'$ – $71^{\circ} 36'$ de longitud weste. Para la determinación de las áreas de inundación se generaron dos grillas de $3''$ de arco, las que cubren toda el área de la bahía (Sector Sur y Sector Norte). Además, se utilizó una malla de menor resolución espacial (de $81''$), en la que se generaron las respectivas condiciones iniciales para la simulación de los eventos de 1906 y 1985. Las figuras 2 y 3 muestran las grillas de $3''$ y la figura 4 muestra la batimetría de la región en que se simularon las condiciones iniciales de ambos eventos.

FIGURA 2
Bahía Valparaíso – Sector Sur (Grilla de $3''$)

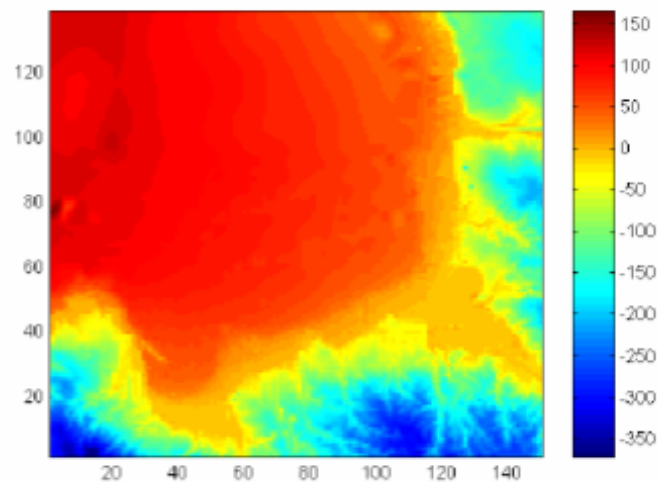
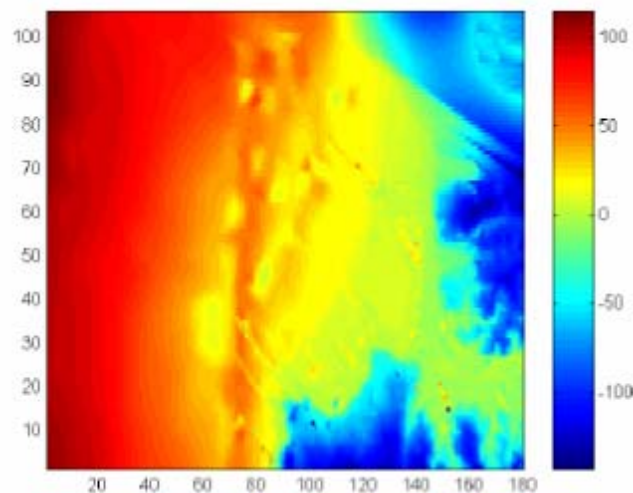


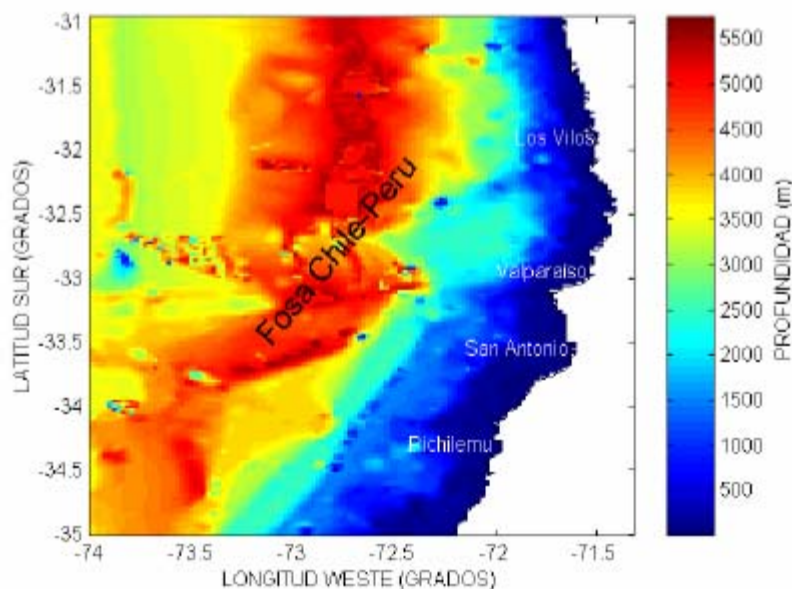
FIGURA 3
Bahía Valparaíso – Sector Norte (Grilla de $3''$)



De acuerdo al punto d) de la Metodología (página 8), el modelo de simulación trabaja con el esquema de mallas anidadas, cada una de las cuales representan regiones del área de estudio en las que se va trasladando la solución. Para aplicar en forma correcta la técnica, se debe cumplir que la resolución de las mallas (grillas) se tripliquen cuando se pasa de una malla exterior a otra interior. Esto es, las dimensiones M x N de las mallas, a excepción de la malla exterior de 81", deben cumplir la condición de que M-1 y N-1 sean múltiplos de 3. Para realizar este estudio se trabajó con cuatro mallas, de 81", 27", 9" y 3" respectivamente.

Las escalas de alturas topobatemétricas correspondientes a las grillas de 3" mostradas en las figuras 2 y 3, están definidas en metros con valores de z positivos para las sondas y valores de z negativos para la topografía.

FIGURA 4
Batimetría de la Región de Estudio - Tsunamis de 1906 y 1985



La grilla de 81" que se muestra en la figura 4 fue elaborada con datos topográficos y batimétricos digitalizados de las cartas SHOA N° 400 y 500. Esta misma malla fue utilizada para generar las condiciones iniciales asociadas a los parámetros sísmicos de los eventos del 16 de Agosto de 1906 y 3 de Marzo de 1985.

3.2. METODOLOGÍA

a. Datos:

La simulación numérica de los eventos de 1906 y 1985 requirió el empleo de los siguientes datos:

Topográficos:

Formato digital. Extraídos de una restitución aerofogramétrica del área de interés, escala 1 : 10.000, obtenida del vuelo FONDEF 1994 escala 1: 20.000, con apoyo terrestre SHOA y curvas de nivel cada 5 metros desde el nivel medio del mar, hasta la cota de los 40 metros sobre el nivel medio del mar. Después de los 40 metros sobre el nivel medio del mar, curvas de nivel cada 20 metros.

Batimétricos:

Formato digital. Para la región costera se utilizaron batimetrías realizadas por el SHOA, comprendidas desde el nivel medio del mar hasta el veril de 100 metros y cartas batimétricas en el área realizadas por empresas particulares. Para la región oceánica se utilizó una base de datos batimétricos obtenida de las cartas SHOA N° 400 y N° 500.

Antecedentes Sísmicos e Históricos:

Se consideraron las siguientes investigaciones sismológicas realizadas a la fecha, para extraer los parámetros de falla de los eventos simulados y generar la deformación del terreno para cada uno de ellos: Barrientos, S. (1988); Choy, G. y J. W. Dewey (1988); Bart, W. T. y L. Ruff (1991); Kausel, E. y D. Ramírez (1992); Barrientos, S. (1993); Araneda, M., M. S. Avendaño y E. Kausel, (199?); Mendoza, C., S. Hartzel y T. Monfret (1993).

Existen algunos antecedentes históricos confiables e informes recientes, que permiten conocer los efectos de los terremotos y tsunamis de 1906 y 1985 en el litoral central de Chile: Mostessus de Ballore (1912), recopilaciones modernas como las de Silgado (1974 y 1985), Soloviev y Go (1975), Urrutia y Lanza (1993) y el Informe SHOA sobre el Terremoto del 3 de Marzo de 1985.

La simulación numérica de estos dos eventos fue realizada a partir del siguiente proceso de trabajo:

b. Modelación de la amenaza según su fuente:

Los tsunamis de 1906 y 1985 corresponden a eventos de fuente cercana (origen local) que requieren el uso de rutinas de los programas TUNAMI-N1 y TUNAMI-N2 (Shuto, 1995) para la simulación de tsunamis de campo cercano. Estos programas utilizan la teoría lineal de onda larga y permiten el trabajo con mallas de diferente resolución espacial (mallas anidadas).

c. Generación de la deformación del terreno:

Varios autores han realizado estudios macrosísmicos para ambos terremotos, a partir de los registros instrumentales obtenidos para el evento de 1985, y distribución de efectos o mapas de isosistas para el caso del evento de 1906, lo que permite en el caso de este terremoto obtener una aproximación a su modelo de ruptura. La deformación del terreno generada para ambos terremotos tsunamigénicos fue obtenida con los siguientes parámetros de falla (Tabla 1):

TABLA 1

Parámetros de falla para simular los Tsunamis de 1906 y 1985

PARAMETROS	TSUNAMI 1906	TSUNAMI 1985
Extremo Sur	35.1°Lat.S-72° Long.W	34.38°Lat.S-72° Long.W
Dislocación	4.6 m.	2.8 m.
Largo	330 Km.	200 Km.
Ancho	130 Km.	90 Km.
Rumbo	N10°E	N10°E
Buzamiento	18°	18°
Profundidad	15 Km.	17 Km.
Angulo Desplazamiento	90°	105°

Las deformaciones del terreno para cada evento pueden observarse en las Figuras 5 y 6.

FIGURA 5

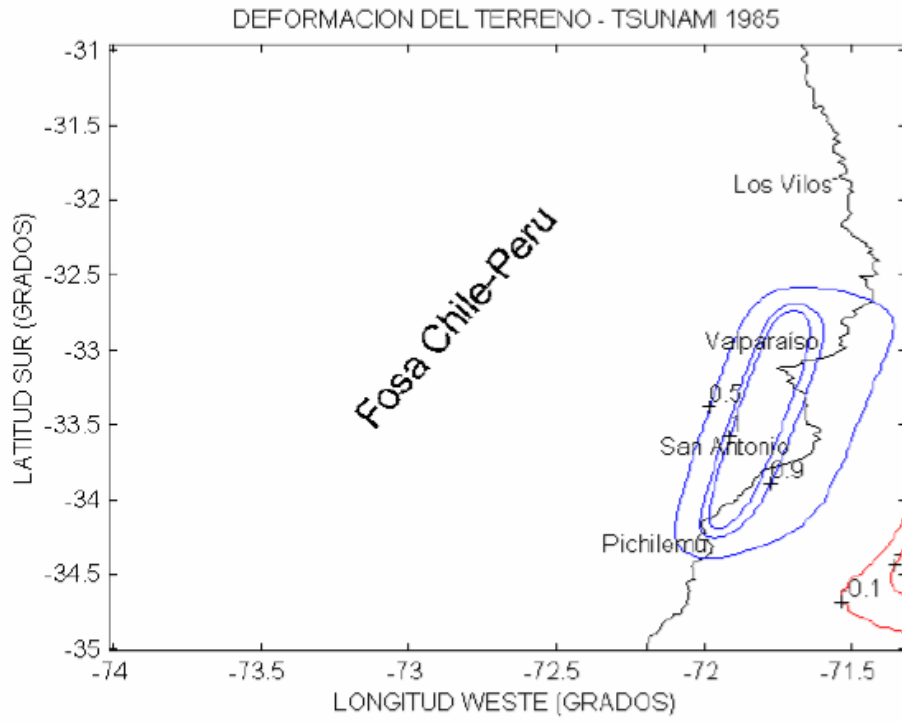
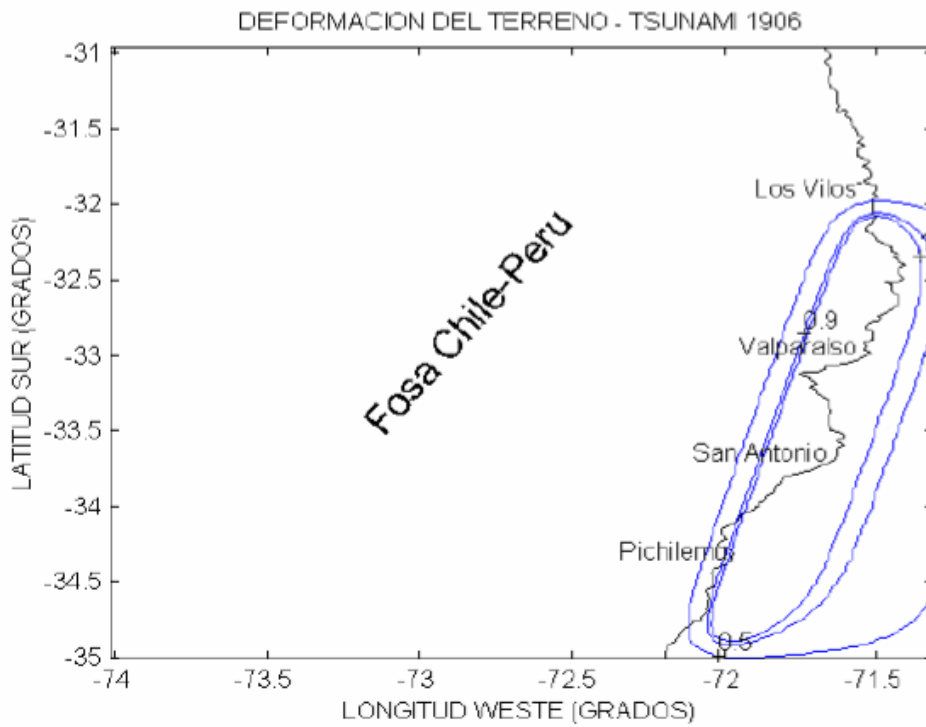


FIGURA 6



d. Propagación del Tsunami:

En cada caso se modeló la propagación de los tsunamis hasta la región de interés, para lo cual se elaboraron 4 mallas anidadas de diferente resolución espacial. Para la bahía Valparaíso, la primera malla se construyó con una resolución de 81 segundos de arco y dimensiones de 121 x 181 elementos. La segunda y tercera mallas intermedias se elaboraron con resolución de 27 y 9 segundos, y dimensiones de 46 x 43 y 103 x 82 elementos, respectivamente. La cuarta malla, con una resolución de 3 segundos de arco y dimensiones de 151 x 139 elementos, contiene el área de interés en la que se obtiene el plano de inundación.

De igual forma, para el sector bahía Concón se utilizó la misma malla de 81 segundos de arco y dimensiones de 121 x 181 elementos. Para este sector, la segunda y tercera mallas intermedias se elaboraron con resolución de 27 y 9 segundos, y dimensiones de 46 x 43 y 103 x 82 elementos, respectivamente. La cuarta malla, con una resolución de 3 segundos de arco y dimensiones de 151 x 139 elementos, contiene el área de interés en la que se obtiene el plano de inundación.

Las mallas generadas cubren satisfactoriamente la región costera y la región oceánica donde se genera la condición inicial, de manera que la propagación del tsunami para cada caso, se realiza sin pérdida de la condición de estabilidad del modelo y sin efectos de oscilación en su propagación terminal. La secuencia de propagación para ambas regiones se realizó con un incremento temporal de 5 minutos, durante 1 hora de simulación. Se obtienen vectores de velocidad de las corrientes y la inundación máxima en la malla de mayor resolución espacial (plano de inundación).

4. RESULTADOS

4.1. *Simulación Numérica Tsunami de 1906 – Bahía Valparaíso*

En el Anexo “A”, se observa la secuencia de propagación del tsunami cada 5 minutos durante una hora de simulación, en la malla de mayor resolución espacial (de 3”) correspondiente a la bahía Valparaíso. Al momento de generarse el sismo con los parámetros de falla indicados en la Tabla 1, se registra en toda el área de interés un incremento del nivel del mar, del orden de 1,8 metros respecto al nivel medio. Este ascenso es levemente mayor hacia el lado surweste de la bahía, donde alcanza los 2 metros (Fig.1a). En concordancia con esto, la figura 1b muestra el ingreso de un lento flujo perpendicular a la costa este de la bahía, con presencia de vectores de corriente de muy baja magnitud en toda el área.

A los 5 minutos de ocurrido el sismo, el nivel del mar no ha variado significativamente sus características respecto a $T=0$ minutos, sin embargo se observan algunos puntos de la costa del lado este de la bahía en los que se registran valores máximos de altura de ola, cercanos a los 2,5 metros (Fig. 2a). La figura 2b muestra los vectores de corriente correspondientes al flujo inducido por las primeras ondas del tsunami que arriban al puerto de Valparaíso. Este flujo no es significativo, no obstante en el extremo norte del área frente a playa Reñaca, se intensifica y se hace errático, alcanzando valores levemente superiores a los 5 m/s, con dirección predominante hacia el sur.

A los 10 minutos, se observa una disminución del nivel de las aguas en todo el borde costero de la bahía Valparaíso; hacia el weste aparece el valle de ondas del primer tren avanzando en dirección a la costa (Fig. 3a). La figura 3b indica la presencia de un reflujos poco significativo, el que se genera producto de la disminución del nivel; esta situación muestra un evidente patrón con dirección hacia el weste, excepto frente a la playa Reñaca donde se mantiene una condición de flujo errático, pero de menor magnitud respecto a los 5 minutos, con velocidades máximas de 4,5 m/s hacia el sur.

A los 15 minutos, el nivel del mar ha disminuido aproximadamente 1 metro bajo el nivel medio, en toda el área de la bahía (Fig. 4a). Esta disminución se asocia a un patrón de circulación correspondiente a un flujo que sale desde la bahía, similar a lo registrado a los 10 minutos (Fig. 4b). Frente a la playa de Reñaca una rama menor de este flujo tiende a orientarse hacia el norte paralela a la costa, con velocidades de 3 - 3,5 m/s.

A los 20 minutos, el nivel del mar continúa disminuyendo, alcanzando en el centro de la bahía valores máximos del orden de 2- 2,5 metros bajo el nivel medio del mar y en el sector costero de Viña del Mar hasta 3 metros bajo el nivel medio del mar (Fig. 5a). La figura 5b muestra en este instante la ausencia de corrientes importantes en el sector central y sur de la bahía; por el contrario frente a Reñaca continua el foco errático de máxima velocidad entre 4 y 5 m/s, que ahora cambia de dirección, orientándose paralela a la costa en dirección sur.

A los 25 minutos, se mantiene la situación observada 5 minutos antes, con el nivel del mar bajo el nivel medio frente a toda la bahía (Fig. 6a). No obstante ello, se observa en la figura de vectores de corriente (Fig. 6b.) una clara tendencia al aumento del nivel del mar en la costa, debido al cambio de dirección del flujo, el que ahora se dirige hacia la costa. Igualmente, en el sector norte del área, se registran máximas velocidades de flujo asociadas a una corriente errática de dirección sur, paralela a la costa, la que registra velocidades máximas de 4 - 5 m/s.

A los 30 minutos, frente a Valparaíso las aguas han alcanzado su nivel medio (Fig. 7a). Hacia el área norte de la bahía el nivel es levemente inferior. Los vectores de corriente en la figura 7b muestran una situación similar a lo observado 5 minutos antes, con velocidades máximas de 4 - 5 m/s en dirección sur, frente al sector de la playa Reñaca.

A los 35 minutos, se observa el avance de un segundo tren de ondas que concentra las máximas alturas de ola en el sector central y norte de la bahía, con alturas del orden de 1,5 metros sobre el nivel medio del mar, frente a la boca del estero Marga-Marga y frente a la playa Reñaca (Fig. 8a). La figura 8b muestra un incremento de las velocidades extremas asociadas al flujo errático frente a Reñaca, observándose en este instante magnitudes que superan los 5 m/s. En el resto del área, los flujos son de muy poca importancia.

A los 40 minutos, el tsunami ha disminuido sus alturas máximas en casi toda el área, las que ahora no superan 1 metro en el sector central y en el sector norte del área (Fig. 9a). En la figura 9b los vectores de corriente muestran un flujo que mantiene sus características, con un patrón de circulación en el que se observan velocidades máximas de 4 - 5 m/s frente a la costa del sector norte del área.

A los 45 minutos, las ondas concentran una gran proporción de su energía en la parte sur de la bahía, alcanzando alturas máximas de 1,3 metros frente a la ciudad de Valparaíso (Fig. 10a). El flujo asociado a esta distribución de energía al interior de la bahía, muestra una circulación con un gran remolino y núcleos de máxima velocidad de 5 m/s frente al sector de la playa Reñaca. En el resto de la bahía las corrientes son predominantemente de reflujos, pero muy poco significativas (Fig. 10b).

A los 50 minutos, en la parte sur de la bahía el nivel ha disminuído y las ondas concentran ahora su energía frente a la boca del estero Marga-Marga y en el sector norte del área, alcanzando alturas máximas de 1,3 metros (Fig. 11a). El flujo correspondiente no muestra variaciones en la circulación respecto a lo observado 5 minutos antes, con un gran remolino y núcleos de máxima velocidad de 5 m/s frente al sector de la playa Reñaca. En el resto de la bahía las corrientes son igualmente de resaca y muy poco significativas (Fig. 11b).

Finalmente, a los 55 minutos, las aguas frente a la bahía se encuentran en un nivel de 0.6 metros sobre el nivel medio (Fig. 12a). Al igual que a los 50 minutos, en el sector norte de la bahía se registra un intenso remolino asociado ahora a un reflujos, cuyo patrón de circulación no tiene influencia frente a la ciudad de Valparaíso (Fig. 12b).

4.2. *Simulación Numérica Tsunami de 1906 – Bahía Concón*

En el Anexo “B”, se observa la secuencia de propagación del tsunami cada 5 minutos durante una hora de simulación, en la malla de mayor resolución espacial (de 3”) correspondiente a la bahía Concón. Al momento de generarse el sismo, se registra un aumento instantáneo del nivel del mar, similar al registrado en la bahía Valparaíso (1,5 metros respecto al nivel medio del mar) (Fig. 1a). La ausencia de vectores de corriente en la figura 1b indica el desfase temporal en el arribo del primer tren de ondas a la bahía Concón, respecto a lo que se registra en la bahía Valparaíso.

A los 5 minutos de ocurrido el sismo, no han variado las características de las ondas en relación al inicio de la secuencia y se registran alturas de ola máximas de 1,2 metros en varios puntos de la costa. Hacia el weste, se observa la cresta del primer tren de ondas que avanza en dirección a la bahía (Fig. 2a). La figura 2b muestra los vectores de corriente correspondientes al reflujó inducido por el efecto de disminución del nivel que se genera en la costa. Este reflujó es particularmente intenso en la boca del estuario, en la desembocadura del río Aconcagua, en donde se registran valores levemente superiores a los 4 m/s. En el extremo norte de la bahía, se genera una contracorriente de dirección sur y de magnitud similar, la que incide en el sector central de la bahía y genera gran turbulencia en el área. Frente al camino costero que une Viña del Mar y Concón, el flujo gira en sentido contra reloj y adopta una dirección paralela a la costa, avanzando hacia el sur.

A los 10 minutos, se observa el arribo de un primer tren de ondas a la bahía Concón, con el consecuente aumento del nivel del mar en todo el borde costero y alturas máximas de 2 metros sobre el nivel medio. Hacia el weste, se distingue el seno de ondas de este primer tren que avanza en dirección a la costa (Fig. 3a). La figura 3b muestra el flujo irregular generado, el que se caracteriza por presentar frente a la bahía una débil corriente de dirección norte, paralela a la costa. En el extremo norte de la bahía este flujo es contrarrestado por una corriente más intensa y de dirección sur, lo que produce un mayor agitación en el área.

A los 15 minutos, arriba remanente de la energía de estas ondas, que afecta a la parte central de la bahía Concón. En este instante el nivel de las ondas alcanza alturas máximas del orden de 2,5 metros frente a Concón y al lado norte del estuario, mientras que hacia mar afuera se observa el seno de este tren de ondas (Fig. 4a). La figura 4b muestra un patrón de circulación correspondiente al reflujó resultante del avance del seno de las ondas, de dirección norweste y baja intensidad, la que se intensifica hasta los 4 m/s en ambos extremos del área.

A los 20 minutos, el nivel del mar frente a la costa ha disminuído significativamente en toda el área central de la bahía. Las alturas máximas de 1,5 metros sobre el nivel medio del mar se registran frente a la entrada del río Aconcagua (Fig. 5a). Correspondiente con la disminución del nivel observada, la figura 5b muestra una fuerte y extensa corriente de reflujó en toda la parte central de la bahía, de dirección norweste y magnitudes máximas de 4 m/s.

A los 25 minutos, el nivel del mar continúa bajando frente a toda la bahía (Fig. 6a). De acuerdo a ello, la figura 6b muestra en el sector central una circulación de menor extensión a lo observado a los 20 minutos, pero con vectores de corriente que salen de la bahía en dirección norweste. En el extremo norte del área, aparecen vectores paralelos a la línea de costa, que indican la presencia de una contracorriente sur de 4 m/s, que genera turbulencia en toda la parte central de la bahía.

A los 30 minutos, en casi todo el frente de la bahía las aguas tienen un nivel cercano a los 2 metros por debajo del nivel medio del mar (Fig. 7a). Los vectores de corriente en la figura 7b muestran una situación en la que predomina un flujo paralelo a la costa de dirección sur, el que concentra su acción en la parte central de la bahía, con velocidades máximas de alrededor de 4 m/s. En el lado sur de la bahía, este flujo no tiene influencia.

A los 35 minutos, el nivel se mantiene bajo (Fig. 8a), no obstante se observan indicios de un nuevo aumento del nivel del mar, producto de la acción del flujo que ha cambiado de dirección, ahora hacia la costa. De acuerdo a la figura 8b de vectores de corriente, estas ondas concentran su energía en dirección a la boca del estuario del río Aconcagua, sector central de la bahía. Las velocidades extremas asociadas a este flujo son superiores a 4 m/s en ambos extremos del área y no superiores a 2,5 m/s en el sector central.

A los 40 minutos, el tsunami ha aumentado su altura en las áreas específicas de incidencia de la energía del flujo que se presentó a los 35 minutos, con alturas máximas de 2 metros sobre el nivel medio del mar (Fig. 9a). En la figura 9b los vectores de corriente continúan incidiendo en la costa y mantienen su patrón de circulación anterior, con velocidades máximas de 4 m/s frente a la costa del sector norte y en algunos puntos del área sur de la bahía.

A los 45 minutos, se registran las mayores alturas de onda indicadas en la secuencia de propagación del tsunami en la bahía Concón. Estas ondas alcanzan alturas máximas de 3,5 metros al centro de la bahía, 2,5 metros en la boca del estuario y 2 metros frente al balneario de Concón (Fig. 10a). Fuera de la bahía la corriente es débil y de dirección norte. Dentro de la bahía, el flujo predominante es de magnitud 3 - 4 m/s y de dirección sur (Fig. 10b).

A los 50 minutos, las mayores alturas de onda en la bahía de Concón afectan a la boca del estuario (3,5 metros) y al sector del balneario de Concón (2,5 metros) (Fig. 11a). Asociado a estas ondas, la figura 11b muestra una fase de refluo en toda la bahía y un remolino de gran extensión que se forma en el área norte. Las corrientes más intensas se registran en el área del remolino y frente al balneario de Concón; en ambos casos las magnitudes de estas corrientes son de entre 3 y 4 m/s.

Finalmente, a los 55 minutos, y acorde con la notoria disminución del nivel de las aguas frente a la bahía que se muestra en la figura 12a, en la figura 12b, se muestra una notoria intensificación de la fase de refluo en toda la bahía. Al igual que a los 50 minutos, en el sector norte de la bahía se registra un intenso remolino, lo que provoca gran turbulencia (Fig. 12b).

Las inundaciones máximas generadas por la simulación numérica del tsunami de 1906 en las grillas de 3" del borde costero, correspondientes a las Bahías Valparaíso y Concón, son presentadas en las figuras 7a y 7b, respectivamente.

FIGURA 7a

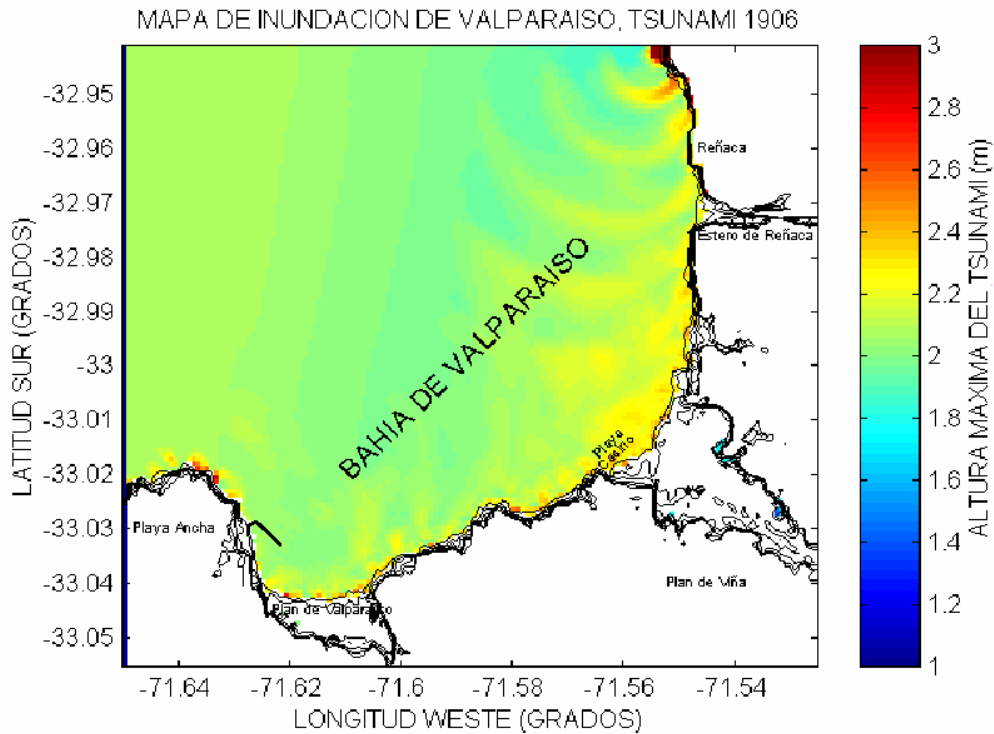
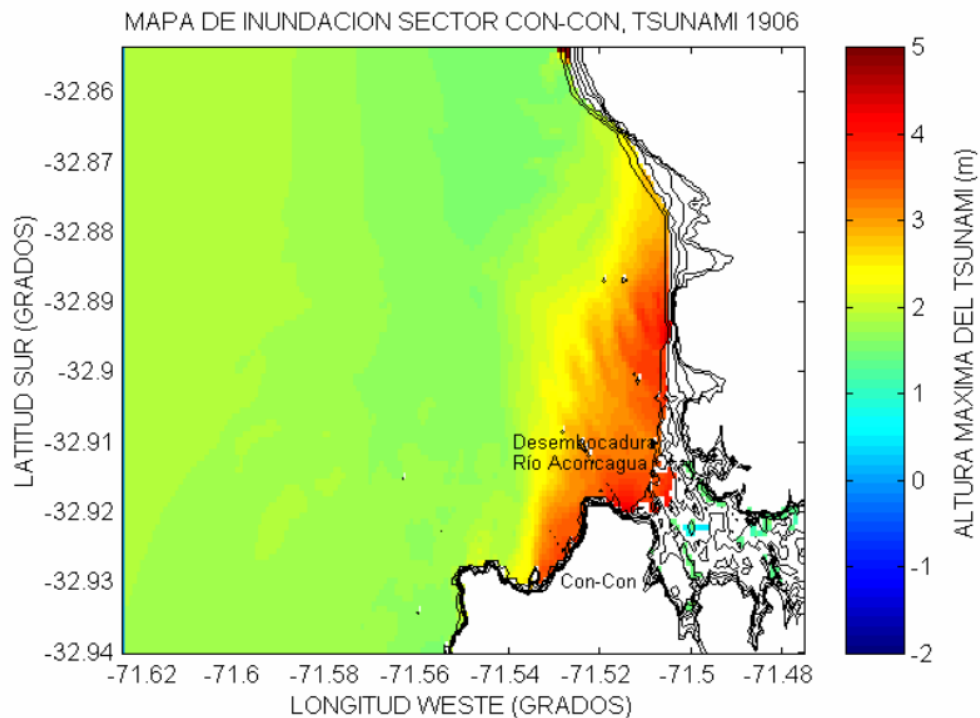


FIGURA 7b



4.3. Carta de Inundación por Tsunami – Bahía Valparaíso

Con los resultados de la simulación del tsunami de 1906 (áreas inundadas en las grillas de 3 segundos de arco) se elaboraron las Cartas de Inundación para el área urbana del borde costero de la bahía Valparaíso (escala 1:10.000), sectores Sur y Norte, respectivamente. En planos georeferenciados con curvas de nivel y red vial principal de las ciudades de Valparaíso y Viña del Mar, se determinó el área inundada para un evento extremo de campo cercano, superponiendo el contorno de inundación máxima provocada por el evento de 1906.

5. CONCLUSIONES

- a.** Las zonas de ruptura de ambos terremotos (1906 y 1985) incluyen toda el área del borde costero de la región de Valparaíso. Por tal motivo, la bahía muestra una primera manifestación de los tsunamis similar para ambos eventos, las que se caracterizan por:
- Tsunami de 1906: Al momento de ocurrir el sismo se registra un incremento instantáneo del nivel de 1,8 metros sobre el nivel medio del mar. En bahía Concón, se registra un aumento del nivel levemente menor, de 1,5 metros sobre el nivel medio del mar.
 - Tsunami de 1985: Al momento de ocurrir el terremoto tsunamigénico se registra un incremento instantáneo del nivel, de 0,8 metros sobre el nivel medio del mar.
- b.** Para el evento de 1906, cinco minutos después del terremoto se registran alturas máximas de 2,5 metros en la bahía. No se distingue un tren principal de ondas, sin embargo a partir de los 35 minutos y asociado al aumento de la intensidad del flujo costero de dirección sur frente a Reñaca, se propaga al interior de la bahía energía del tsunami, a lo largo de la línea de costa, que provoca un aumento del nivel del mar inferior a 1,5 metros (40 y 45 minutos). Debido a la disipación de la energía del tsunami, a los 50 y 55 minutos, se repite un esquema similar de distribución de ésta, pero de menor intensidad.
- c.** La simulación del evento de 1985 muestra un segundo tren de ondas que comienza a manifestarse alrededor de 30 minutos después de ocurrido el sismo. Las alturas máximas registradas en la costa de la bahía son de 2 metros, a los 35 minutos frente a la boca del estero Marga-Marga y a los 40 minutos frente al sector de Reñaca.
- d.** Para ambos tsunamis, la dirección de aproximación de las primeras ondas a la costa es desde el W, perpendiculares a la línea de costa frente a Viña del Mar. Al aproximarse a la costa, algunos vectores de corriente tienden a curvarse, indicio de que parte de la energía se refracta en dirección al lado sur de la bahía.
- e.** Las velocidades máximas de la corriente (de 5 m/s) obtenidas durante la simulación del tsunami de 1906, se registran frente al sector de playa Reñaca, a partir de los 35 minutos después de ocurrido el terremoto. Este flujo se comporta como un remolino que provoca gran turbulencia en el área.

- f.** La secuencia de propagación del tsunami de 1906 en el sector de la desembocadura del río Aconcagua, registra alturas máximas de 3,5 metros frente a playa Concón y en el sector del estuario, a los 45 y 50 minutos después de ocurrido el sismo, respectivamente. Los máximos run-up son levemente superiores a los 4 metros y se registran en los mismos lugares indicados anteriormente.
- g.** La carta de inundación por tsunami para la bahía Valparaíso – Sector Sur (TSU-5110-A), muestra que todo el borde costero en la zona portuaria de Valparaíso, entre el Molo y el muelle Barón, debe ser considerada como una zona de alto riesgo de inundación por tsunami. Frente al muelle Prat, la inundación alcanza a la plaza Sotomayor y tiene como límite sur calle Blanco.
- h.** Para Viña del Mar, los resultados de la simulación del evento de 1906 indican niveles máximos de inundación que alcanzan la Av. Marina y la calle Arlegui, por el sur, y Av. Perú y Av. San Martín con 8 Norte, por el norte. Hacia el este, se registra inundación hasta la calle 5 Poniente. Igualmente, el área comprendida entre los límites indicados, debe considerarse como una zona de alto riesgo de inundación por tsunami.
- i.** No obstante que los resultados obtenidos para la simulación del tsunami de 1906 en la bahía Valparaíso, no muestran run-up superiores a los 3 metros sobre el nivel medio del mar (TSU-5110-B), se sugiere no considerar como zona libre de riesgo de inundación por tsunami al camino costero que une Viña del Mar con el balneario de Concón.

GLOSARIO

ÁNGULO. DE DESPLAZAMIENTO:	En tectónica, ángulo correspondiente a la dirección relativa de desplazamiento del bloque superior respecto del bloque inferior, medido sobre el plano de falla, a partir de la línea de rumbo, en el sentido contrario al de las manecillas del reloj.
BUZAMIENTO:	Ángulo que mide la inclinación de una estructura o plano, a lo largo de la dirección de máxima pendiente, hacia abajo del plano de falla, medido entre la pendiente máxima y la horizontal; este ángulo se mide por medio de un inclinómetro.
CONVECCIÓN:	En general, movimientos de masa dentro de un fluido que resulta en transporte y mezcla de sus propiedades. Es un medio principal de transferencia de energía. En el interior de la Tierra, en particular, movimientos ascendentes del manto producidos por el calor interno del planeta.
DIFRACCIÓN:	Curvatura de una onda en un cuerpo de agua alrededor de un obstáculo, por ejemplo, la interrupción de un tren de ondas por un rompeolas u otra barrera.
DISLOCACIÓN:	Desplazamiento entre bloques de una falla, a lo largo del plano de falla, medido en metros.
EPICENTRO:	Punto de la superficie de la tierra localizado directamente sobre el foco o hipocentro de un sismo.
FALLA:	Fractura en la corteza de la Tierra acompañada por un desplazamiento de un lado de la fractura respecto al otro.

FOSA TECTÓNICA:	Depresión del terreno hundida entre dislocaciones laterales.
HIPOCENTRO:	Localización calculada del foco de un terremoto.
INTENSIDAD:	Medida de los efectos de un terremoto sobre humanos y estructuras, en un lugar particular. La intensidad de un terremoto en un punto no depende sólo de su magnitud sino también de la distancia al epicentro del terremoto, de su profundidad y de la geología local en este punto. Las líneas que unen puntos de igual intensidad se llaman <i>isosistas</i> .
MAGNITUD:	Medida de la fuerza o energía liberada por un sismo, la que es determinada instrumentalmente por instrumentos sismográficos.
ONDAS SÍSMICAS:	Término general para identificar a todas las ondas elásticas producidas por terremotos o generadas artificialmente por explosiones; estas incluyen las ondas de cuerpo (P y S) y las ondas superficiales.
PLACA TECTÓNICA:	Uno de los grandes fragmentos de la corteza terrestre que se desplaza como una unidad rígida en relación a otras.
PROPAGACIÓN DE ONDAS: REFRACCIÓN:	Transmisión de ondas a través de un cuerpo. Deflexión de una onda de tsunami durante su propagación, debido a su paso desde una zona a otra de diferente profundidad, lo que cambia su velocidad.
SISMO TSUNAMIGÉNICO: SUBDUCCIÓN:	Sismo generador de tsunami. Proceso de descenso de una placa tectónica bajo otra.
TSUNAMI:	Tren de ondas largas progresivas y gravitacionales con longitudes de onda del orden de centenares de km., que se forman en el océano al ocurrir una perturbación impulsiva vertical de corta duración y gran extensión en su fondo o en su superficie.

SIGLAS UTILIZADAS

CICESE	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México.
COI	Comisión Oceanográfica Intergubernamental.
GIC/ITSU	Grupo Internacional de Coordinación para el Sistema de Alarma de Tsunami en el Pacífico.
SHOA	Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.
S.N.A.M.	Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (Chile). □
TIME	Tsunami Inundation Modeling Exchange / Proyecto de Intercambio de Modelos de Inundación por Tsunamis.

BIBLIOGRAFIA

- Abe, K. (1973). "Tsunami and mechanism of great earthquakes". *Phys. Earth, Planet. Inter.*
- Abe, K. (1975). "Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data". *J. Of Geophys. Res.*, 84: 1561-1568.
- Araneda, M., Avendaño, M.S. y Kausel, E. (1997). "Determinación de Parámetros del Terremoto del 3 de Marzo de 1985 a partir de la Distribución de Deformaciones Superficiales". Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile. Proyecto FONDECYT 88-1186. p 303-310.
- Barrientos, S. (1988). "Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake". *Tectonophysics*, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 145: 225-241.
- Barrientos, S. (1993). "Crustal Movements in Chile: The 1985 Earthquake, Second ISAG, Oxford (UK), 21-23 / 1993, p 55-58.
- Bart, W. T. and Ruff, L. (1991). "Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone". *J. of Geophys. Res.*, 96 (B7): 11997-12022.
- Cañón, J. y Morales E., (1985). "Geografía del Mar Chileno". Tomo IV-Instituto Geográfico Militar, Chile.
- Choy, G. and Dewey J.W. (1988). "Rupture Process of an Extended Earthquake Sequence: Teleseismic Analysis of the Chilean Earthquake of March 3, 1985. *J. of Geophys. Res.*, 93 (B2): 1103-1118.
- Comte, D.; Eisenberg, A. y Pardo, M. (1988). "Sismicidad y riesgo sísmico en el margen continental de Sudamérica entre los 16°- 22° Sur". En Primeras Jornadas Chilenas de Geofísica, Actas del V Congreso Geológico Chileno, F227-F246.
- Díaz, J. (1992). "Estudio de fuentes de tsunamis y de terremotos: aplicación en el Norte de Chile y Sur de Perú". Memoria de Título de Oceanógrafo, Univ. Católica de Valparaíso.
- Farreras, S. (1995). "Tsunamis en México". Unión Geofísica Mexicana. Monografía N°5.
- Gajardo, C. y Rodríguez A. (1906). "El terremoto de Valparaíso del 16 de Agosto de 1906". Manuscrito No-publicado.

- Goto, C. and Ogawa, Y. (1982). "Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme". Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by Shuto.
- Iida, K., D. C. Cox and Pararas-Carayannis G. (1967). "Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean". Univ. Hawaii, Inst. Geophys. Data Rep. 5 HIG-67-10, 274 pp.
- Inamura, F. y Satake, K. (1995). "Tsunamis: 1992-1994, their generations, dynamics and hazard". Birkhauser Verlag, Switzerland.
- Iwasaki T. and A. Mano (1979). "Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description". Proc. Of 26th Conf. On Coastal Eng. JSCE, 70 –74 (in Japanese).
- Kausel, E. y Ramírez D. (1992). "Relaciones entre Parámetros Focales y Macrosísmicos de Grandes Terremotos Chilenos". Revista Geofísica 37: 36 – 194.
- Lockridge, P. (1985). "Tsunamis in Chile-Perú". Report SE-39 World Data Center a for solid earth and Geophysics. Boulder, Colorado.
- Lomnitz, C. (1970). "Major earthquakes and Tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955". Soderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 59.
- Liu, P.L.F., Yoon Ch. S. and Seo Y.S. (1995). "Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster prevention and Warning*, Y. Tsuchiya and N. Shuto (eds.), Kluwer Academic Publishers, 99-115.
- Mansinha, L. y Smylie, D.E. (1971). "The displacement field of inclined faults". Bulletin Seismological Society of America.
- Mendoza, C., Hartzel, S. and Monfret, T. (1993). "Wide-band Analysis of the 3 March 1985 Central Chile Earthquake: Overall Source Process and Rupture History". Geophys. Res. Lett., 13: 1015-1018.
- Morales, E. (1984). "Geografía de los fondos marinos del mar de Chile". Tomo VI-Instituto Geográfico Militar (Chile).
- Mostessus de Ballore, F. (1912). "Historia sísmica de los Andes Meridionales". Edit. Cervantes, Santiago, Chile.
- Okal, E. A. (1988). "Seismic Parameters Controlling Far-field Tsunami Amplitudes: A Review", Natural Hazards 1: 67-96.
- Okal, E. A. and Talandier, J. (1989). "Mm: A Variable-period Mantle Magnitude". J. Geophys. Res. 94: 4169-4193.

Reymond, D., Hyvernaud, O., and Talandier, J. (1993). "An Integrated System for Real-time Estimation of Seismic Source Parameters and its Application to Tsunami Warning". *Tsunamis in the World*, 177-196.

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (1995). "Maremotos en la costa de Chile". SHOA Pub. 3016, 2a. Edición.

Shuto, N. (1995). "TIME Project-Manual of Numerical Simulations of Tsunamis". IOC/ITSU-XV/9, París.

Shuto, N. y Tsuchiya, Y. (1995). "Tsunami: progress in prediction, disaster prevention and warning". Kluwer Academic Publishers-Holanda.

Silgado, E. (1985). "Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894". Proyecto SISRA, vol.10 CERESIS.

Smith, W. (1993). "On the accuracy of digital bathymetric data". *Journal of Geophysical Research*, 98(B6).

Soloviev, S. L. and Go, Ch. N. (1974). "A Catalogue of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean (173-1968)", Nauka Publishing House, Moscow, U.S.S.R. Canadian translation, Fisheries and Aquatic Science 5077, Sidney, B.C., Canada. 310 pp.

Talandier, J. (1993). "French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT)". *Natural Hazards* 7: 237-256.

Takahashi, T.; Shuto, N.; Ortíz, M. and Imamura, F. "The 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake Tsunami". *Tsunami Workshop Proceedings 1995*. 156 – 179.

Tinti, S. y Saraceno A. (1993). "Tsunami in the World-Fifteenth International Tsunami Symposium, 1991". Kluwer Academic Publishers-Holanda.

Urrutia, R. y Lanza, C. (1993). "Catástrofes en Chile 1541-1992" Edit. La Noria, Chile.