

Comparación entre métodos 1D y 2D para la evaluación de efectos sísmicos locales en el Valle de Volvi, Grecia.

Comparison between 1D and 2D methods for evaluating seismic local effects in Volvi Valley, Greece.

M. Tapia^(1,2) y S. Figueras⁽¹⁾

⁽¹⁾Institut Cartogràfic de Catalunya. Parc de Montjuïc. 08038 Barcelona. mtapia@icc.es, sfigueras@icc.es

⁽²⁾Department of Physics of the Earth and Planets. Faculty of Mathematics, Physics and Informatics. Mlynska Dolina, 842 48, Bratislava (Slovakia).

SUMMARY

Within the framework of the Euseismod and Euroseisrisk European projects, a Benchmark exercise was proposed with the objective to validate the application of several 1D and 2D numerical methods in the Volvi Valley, located to 30 km of distance of Thessaloniki (Greece). The Volvi Valley is well instrumented, seismic records in soil and rock sites and detailed knowledge of the geotechnical structure are available. In this work the processing of all the results obtained in the numerical simulations made by several partners of the mentioned projects, their comparison and analyses by means of the calculation of several parameters in time and frequency domain, have allowed drawing interesting conclusions. The results obtained in the modelling of the propagation of a wavelet and a real record in rock site have been analysed. Using the wavelet it is tried to make a sensitivity analysis of the numerical methods considered. Real records obtained in soil sites have been used for their comparison with synthetic ones. Important conclusions as far as the consideration of 1D or 2D methods, the linear or nonlinear behaviour of the soil, the level of detail in the definition of the geological and geotechnical model of structure and the selection of parameters to evaluate the local effects have been obtained (PGA, Arias Intensity, etc). The accomplishment of this exercise and the extracted conclusions are being considered in the developments and applications that are now in progress in the ICC.

1. INTRODUCCIÓN

Las condiciones geológicas en un lugar dado tienen un impacto importante sobre el movimiento del suelo. La geometría del subsuelo, la variación de las propiedades de los sedimentos que conforman el subsuelo, la impedancia entre capas de sedimentos y las discontinuidades laterales son el origen de amplificaciones y desamplificaciones del movimiento del suelo. En definitiva son modificaciones del movimiento esperado del suelo en un lugar dado, modificaciones que se correlacionan con distribuciones de daño en la ocurrencia de grandes terremotos.

Hasta ahora, los estudios numéricos han mostrado claramente como se amplifica el movimiento del suelo a ciertas frecuencias dependiendo del grosor de los sedimentos subyacentes así como que la finitud lateral de las capas superficiales de sedimentos generan ondas superficiales en los límites de valles aluviales. Estos frentes de ondas locales generados modifican la amplitud y la duración del movimiento del suelo esperado, así como a la variabilidad espacial de este.

Por otro lado, cabe destacar la dificultad que comporta la realización de este tipo de cálculos sintéticos y su coherencia con la realidad observada debido a la propia dificultad que presenta el poder tener un buen conocimiento de las propiedades dinámicas del subsuelo y de su geometría.

Pero hoy en día, las teorías y aplicaciones de la propagación de las ondas sísmicas están entrando en una nueva era en la sismología y en otros muchos campos del conocimiento científico. Técnicas computacionales modernas en combinación con nuevas arquitecturas computacionales permiten nuevos horizontes en la simulación completa del fenómeno de la propagación de las ondas sísmicas y el conocimiento del movimiento del suelo en estructuras realistas y complejas. Así pues, es una aplicación interesante la obtención de la respuesta del suelo allí donde no se tienen suficientes datos observacionales para la evaluación de la peligrosidad y el riesgo sísmico. Sin embargo, es muy importante la validación de todos estos métodos y su comparación con observaciones reales.

2. DESCRIPCIÓN DEL EJERCICIO BENCHMARK.

El objetivo de este trabajo es justamente la validación de varios métodos numéricos aplicados a una estructura geológica en el valle de Volvi (Grecia), en el cual se dispone de observaciones reales con las cuales comparar los resultados sintéticos.

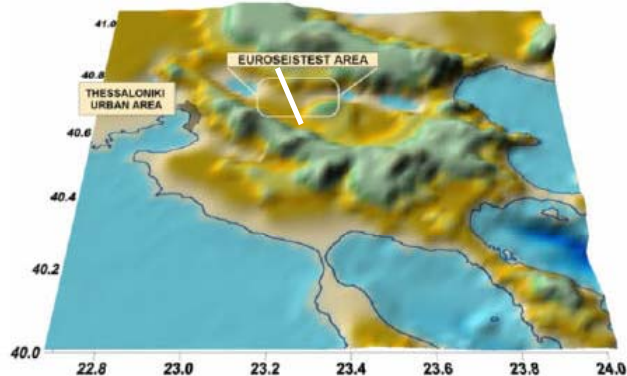


Figura 1 Situación geográfica del valle de Volvi (Test Site) y el perfil 2D (línea blanca) llamado de Profitis-Stivos (NNW-SSE).

En la Figura 1 se sitúa la área Euroseistest en el Valle de Volvi, que está a 30 km de distancia de la ciudad de Salónica (Grecia). Se trata de un gran laboratorio físico (Test Site) en el cual a través de varios proyectos europeos se han realizado estudios experimentales y teóricos en el campo de la sismología, de la geofísica aplicada, la ingeniería sísmica, la dinámica del suelo y la ingeniería estructural. Más concretamente, estudios sobre la estimación de la Peligrosidad Sísmica, la monitorización de la sismicidad, el diseño de modelos del subsuelo 2D y 3D para la caracterización del movimiento local del suelo mediante cálculos teóricos 2D y 3D, efectos locales, efectos de interacción suelo-estructura por la presencia de edificaciones colindantes, validación de técnicas de inversión, etc.

Algunos trabajos de modelización sísmica realizados en este valle son Riepl et al. (2000), Chávez-García et al. (2000), Makra et al. (2001) y Makra et al. (2002), entre otros muchos.

El último proyecto realizado en este Test Site ha sido el proyecto EUROSEIS-RISK (EVG1-CT-2001-00040, *Seismic Hazard Assessment, Site Effects and Soil-Structure Interaction in an Instrumented Basin*) el cual ha sido financiado por el RESEARCH DG de la Comisión Europea, en el contexto del programa *Global Change and Natural Disasters*.

EUROSEIS-RISK y su antecesor proyecto, EUROSEISMOD (ENV4-CT96-0255, *Development and Experimental Validation of Advanced Modelling Techniques in Engineering Seismology and Earthquake Engineering*), propiciaron la definición de un ejercicio Benchmark para la validación de métodos de simulación de la propagación de las ondas sísmicas (Cid, 1998).

El ejercicio consistió en que varios modelizadores (*Tabla 1*) realizaran cálculos sintéticos de la propagación de las ondas sísmicas en el perfil Profitis-Stivos del valle de Volvi (*Figura 1*). Para este perfil se dispone de una descripción realista (*Figura 2*) la cual se simplificó en dos posibles modelos sin topografía (*Figura 3*), en los que a la vez se agrupaban geologías parecidas.

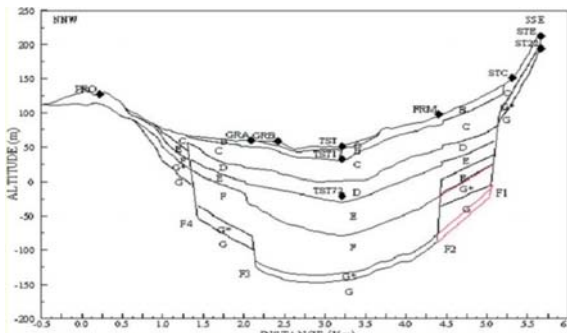


Figura 2 Interpretación geológica realista del perfil 2D Profitis-Stivos extraída de numerosos estudios geofísicos llevados a cabo en el valle.

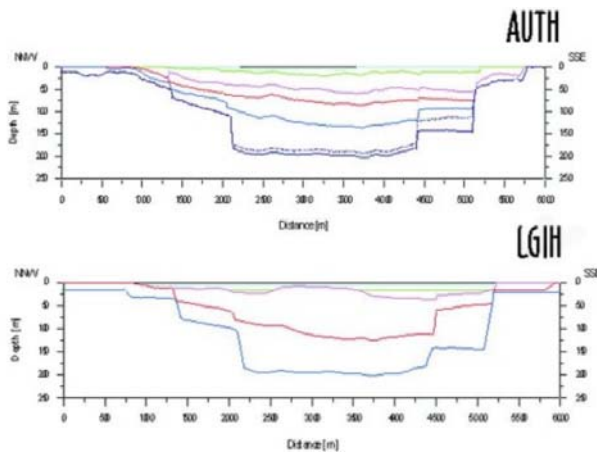


Figura 3 Modelos simplificados del perfil 2D Profitis-Stivos.

Para realizar la modelización se usaron varios métodos de modelización 1D y 2D, lineales y lineales equivalentes. Se definió también el movimiento a propagar: varios pulsos unifrecuenciales y algunos registros reales de sismos registrados en el área de estudio. En la *Tabla 2* se especifican los métodos de modelización, las estructuras a escoger, los diferentes tipos de entradas a usar en las modelizaciones, etc.

Por la completitud final de los cálculos realizados en este trabajo sólo se van a contemplar los cálculos realizados al propagar un pulso de Ricker de frecuencia fundamental 1Hz y el registro real registrado en roca cerca del valle perteneciente al sismo de Arnaia.

El sismo de Arnaia, dicho así por el nombre de la localidad del área epicentral, es un sismo ocurrido el 4 de Mayo de 1995 de magnitud 6.0. Este sismo, localizado a una distancia próxima al valle

de Volvi, fué registrado por las estaciones permanentes de movimiento fuerte situadas a lo largo del perfil Profitis-Stivos. El registro perteneciente a Profitis (PRO en el perfil) se considera como el registro de referencia en roca.

Una vez se realizaron todos los cálculos se obtuvieron más de 9000 archivos correspondientes a historias temporales y funciones de transferencia a lo largo de la superficie del valle en los lugares donde hay estaciones de movimiento fuerte así como cada 100m a lo largo del perfil Profitis-Stivos.

Tabla 1

Modelizadores participantes	Comenius university, Bratislava.
	Joseph Fourier university, Grenoble.
	Aristotle university, Thessaloniki..
	Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
	École Centrale de Paris, Chatenay-Malabry.
	École Centrale de Paris, Paris.
Charles university, Praha.	

Tabla 2

Métodos de Modelización	Kennet, método lineal 1D.
	Aki-Larner, método lineal 2D.
	Shake, método lineal equivalente, 1D.
	Cyberquake, método lineal equivalente, 1D.
	Boundary element, método lineal, 2D.
	Diferencias Finitas, método lineal, 2D.
Estructuras geológicas	AUTH (v. <i>Figura 3</i>).
	LGIH (v. <i>Figura 3</i>).
Ondas incidentes	Ondas planas P
	Ondas planas S
Modelos de atenuación	Atenuación prácticamente nula.
	Atenuación realista.
Señales a propagar	Pulso de Ricker 1Hz.
	Terremoto de Arnaia registrado en el valle.

3. METODOLOGÍA PARA LA VALIDACIÓN.

Una vez se tienen todos los cálculos resultantes de combinar los diferentes casos (*Tabla 2*), estructura más detallada o más simplista, ondas S, ondas P, atenuación nula o realista y señal de entrada, se plantea la forma en que se deben comparar todos estos cálculos sintéticos.

Por un lado se quiere comparar cálculos sintéticos entre sí como estudio de sensibilidad y para ver las diferencias entre los métodos 1D y 2D. Por otro lado se quiere comparar el resultado de propagar un señal realista con los registros reales disponibles del sismo de Arnaia. En concreto se disponen de siete registros de aceleración repartidos a lo largo del valle, correspondientes a siete acelerógrafos permanentes.

Para la comparación se escogieron diversos parámetros, temporales y frecuenciales de interés ingenieril y sismológico, así como la directa observación o la aplicación de ciertos análisis. (Tapia, 2005).

Como parámetros se escogen: el pico máximo de aceleración, Pga; el pico máximo de velocidad, Pgv; el pico máximo de desplazamiento, Pgd; intensidad de Arias, Ia; desviación estandar de la aceleración, RMSacc; Response Spectrum Intensity, RSI; amplificación media logarítmica de la Función de Transferencia; el tiempo de desfase de grupo (Beauval et al, 2002); el cociente espectral estándar, SSR.

Por otro lado se realiza la observación visual directa de las historias temporales y de las funciones de transferencia. Se realiza también un análisis tiempo-frecuencial usando la metodología de wavelets.

4. REGISTRO SINTÉTICO, PULSO DE RICKER 1Hz

Después del cálculo y representación de los parámetros y análisis realizados con los diferentes resultados de las modelizaciones

propagando un pulso de Ricker de 1Hz se observan características diferenciadas que se comentan a continuación.

El Pga, Pgv y Pgd muestran resultados similares. Los valores más altos corresponden a las modelizaciones 2D. Se observan diferentes valores a lo largo del valle debido a distintas definiciones del modelo de estructura tanto en 1D como en 2D (Figura 4), no así en distintas definiciones de modelos de atenuación. La diferencia entre los resultados mostrados entre Pga, Pgv y Pgd es la sensibilidad alrededor de los límites laterales del valle; Pgd muestra un comportamiento suavizado en esas regiones en comparación al Pga.

Se obtiene que la duración de Trifunac es un parámetro muy sensible a la definición de la atenuación (Figura 5, dcha), así como al método de modelización, observándose gran diferencia entre cálculos 1D y 2D. En cambio la intensidad de Arias es un parámetro que discrimina bien tanto la diferencia entre la definición geométrica de la estructura como la atenuación aplicada.

La desviación estandar de la aceleración es un parámetro altamente correlacionado con la duración de la señal, así que los aspectos que influncian a la duración de Trifunac, influncian también a este parámetro.

Observando la función de transferencia (Figura 6) y el RSI se observan diferencias entre distintas definiciones de estructura, detallada o simplificada, y distintos modelos de atenuación.

El tiempo de desfase de grupo se descubre como un parámetro poco conocido pero que discrimina bien las diferencias entre el distinto método numérico usado, la distinta estructura geológica, la definición del modelo de atenuación, así como lo hace la intensidad de Arias.

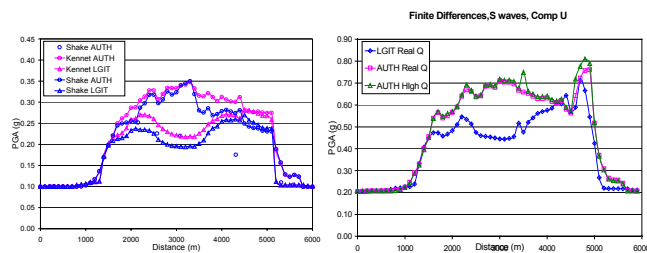


Figura 4 Variación del PGA a lo largo del valle. Comparación entre métodos 1D (izq.) y 2D (dcha.).

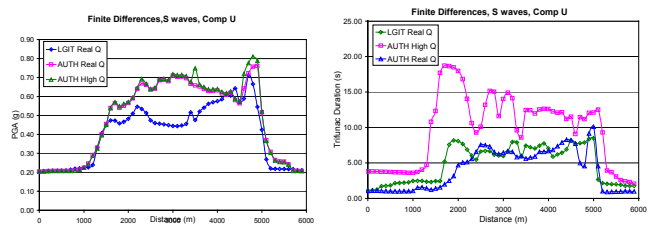


Figura 5 Comparación entre distintas definiciones de estructura usando el Pga (izq.) y la duración de Trifunac (dcha.).

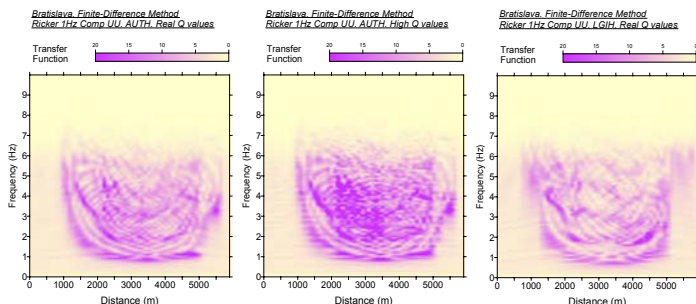


Figura 6 Función de transferencia obtenida con simulación 2D y diferentes definiciones de estructura.

5. REGISTRO REAL, TERREMOTO DE ARNAIA.

Con los resultados de propagar el registro en roca del sismo de Arnaia, respecto a los parámetros se obtienen las mismas conclusiones que para el caso del pulso de Ricker sobre su sensibilidad y discriminación de variaciones en los diferentes casos modelizados.

La diferencia esencial aquí se observa al comparar las modelizaciones 1D y 2D. Estas no presentan tanta discrepancia entre sí. Además, las modelizaciones 2D y las 1D lineales equivalentes son coherentes con las observaciones reales.

En la Figura 7(izq.) se muestra la la calculada a partir de las modelizaciones junto con las observaciones reales. Estas están de acuerdo con el resultado del método lineal equivalente Shake y el método 2D de diferencias finitas. La Figura 7 (dcha) muestra como la estructura detallada y el modelo realista de atenuación junto con la modelización 2D ajusta bien las observaciones reales.

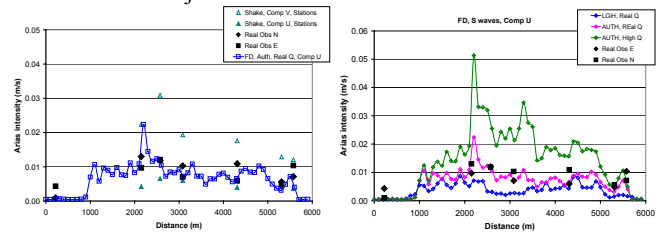


Figura 7 Comparación a través de la la de los métodos 1D-2D (dcha) y las distintas definiciones de estructura (izq) junto con las observaciones.

También cabe comentar los resultados obtenidos de la comparación de los parámetros que estiman la duración del registro modelizado. En estos casos también se observa como los resultados 1D lineales equivalentes no difieren mucho con los valores que se obtienen de las modelizaciones 2D. Si bien es verdad, las modelizaciones 2D muestran una variabilidad a lo largo del valle que la simulación 1D no puede detectar. Es al comparar con las siete observaciones reales a lo largo del valle se observa que ambos casos son coherentes con la realidad observada. Estas conclusiones son contrarias a las observadas con el pulso unifrecuencial, donde claramente las modelizaciones 1D ofrecían valores mucho más bajos que las modelizaciones 2D tanto en los parámetros referentes a la duración como en los parámetros referentes a las amplitudes.

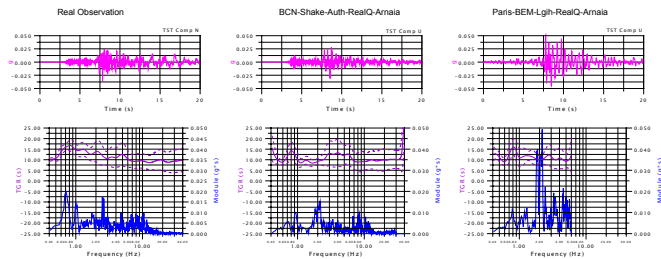


Figura 8 Historia temporal, amplitud y tiempo de desfase de grupo junto con sus márgenes de error correspondiente al centro del valle de Volvi. De derecha a izquierda, la observación real registrada en la estación de movimiento fuerte situada en este emplazamiento, la modelización 1D lineal equivalente y la modelización 2D.

En la Figura 8 se muestra el tiempo de desfase de grupo. Es una medida de los cambios de fase que sufre una señal sísmica en función de la frecuencia. Es muy sensible a la cantidad de energía en la señal e incrementa mucho su dispersión si el señal es pobre en amplitud. Es por eso que se representa en este gráfico junto con el módulo de la transformada de Fourier del registro para objetivamente observar que rango frecuencial da información fiable. Se observa como a bajas frecuencias los resultados entre sí son asimilables.

En la Figura 9 se muestra también este mismo parámetro pero a lo largo de todo el valle. Los círculos marcan uno de los detalles donde se observa que modelos de baja atenuación dan lugar a valores más elevados de tiempo de desfase de grupo (comparar

primer con segundo gráfico) y como la simplificación de la estructura geológica modifica el contenido frecuencial del parámetro.

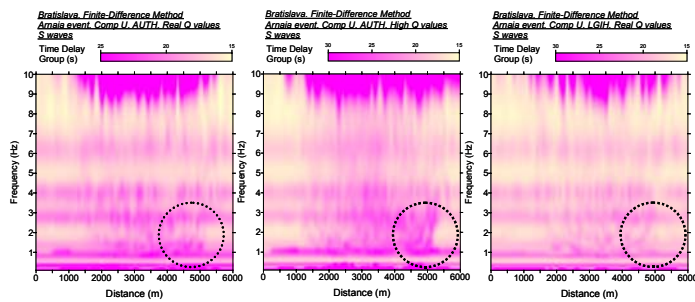


Figura 9 Tiempo de desfase de grupo a lo largo del valle de Volvi para las modelizaciones 2D y las distintas definiciones del modelo geológico.

6. CONCLUSIONES

En general se observa que las modelizaciones realizadas considerando un pulso frecuencial como sismo de entrada y las que se han llevado a cabo propagando un registro real dan lugar a conclusiones diferentes en su análisis comparativo entre resultados sintéticos 1D y 2D. Por ejemplo, los cálculos 2D para el pulso de 1Hz muestran claramente valores de amplificación mayores que para los cálculos 1D. Propagando el registro en roca del sismo de Arnaia, esto no ocurre, y los resultados 1D lineales equivalentes son asimilables a los niveles predichos por las simulaciones 2D lineales.

Los resultados de la modelización 2D lineal y la 1D lineal equivalente se validan positivamente al compararlos con las observaciones reales (Figura 7). La modelización 2D ofrece un mayor detalle de la variación del movimiento del suelo a lo largo del valle, lo cual implica la necesidad de conocer detalladamente la estructura para obtener resultados fiables. Si esto no es así, un cálculo 1D lineal equivalente predeciría bien los niveles de respuesta, sobre todo si la geometría 2D no se conoce suficientemente y puede dar lugar a falsas respuestas sísmicas debido a erróneas construcciones y destrucciones de las ondas.

La comparación con las observaciones reales también muestra la importancia de propagar señales sísmicas realistas esperadas en el área de estudio para la estimación de los efectos locales. Pulsos unifrecuenciales no ofrecen resultados confiables. Se recomienda propagar movimientos con un rango de frecuencias adecuado.

La definición de la estructura del subsuelo, geometría detallada o simplificada y atenuación baja o realista afecta a los resultados, pero hay parámetros que son más sensibles que otros a solamente la geometría o por otro lado al modelo de atenuación de los sedimentos (Figura 5). Dependiendo del parámetro escogido para evaluar los efectos locales se recomienda esforzarse en ser precisos en un aspecto u otro en la definición de la estructura del área de estudio. Evidentemente, la mejor opción que mejores resultados ofrece frente a la comparación con las observaciones reales es tener un modelo de estructura muy detallado.

7. REFERENCIAS

- Beauval, C.; Bard, P.-Y.; Moczo, P. and Kristek, J. (2003). Quantification of frequency-dependent lengthening of seismic ground motion duration due to local geology: applications to the Volvi area (Greece). *Bull. Seism.Soc. Am.*,93,1, 371-385.
- Chávez-García, F.J.; Raptakis, D.; Makra, K. and Pitilakis, K. (2000). Site effects at Euro-seistest-II. Results from 2D numerical modelling and comparison with observations. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 19(1), 23-39.
- J. Cid.(1998). *Aplicació de mètodes de simulació 1D i 2D d'efectes sísmics locals a la vall de Volvi. Síntesi dels resultats obtinguts. EUROSEISMOD*. Informe ICC GS-104/98.
- Makra, K.; Raptakis, D.; Chávez-García, F.J. and Pitilakis, K. (2001). Site effects and design provisions: The case of Euroseistest. *Pure and Applied Geophysics*; 158: 2349-2367.
- Makra, K.; Raptakis, D.; Chávez-García, F.J. and Pitilakis, K. (2002). How important is the detailed knowledge of a 2D soil structure for site response evaluation?. 12th European Conference on Earthquake Engineering. London. Ref 682. 10pp.

Riepl, J.; Zarhradnik, J.; Plicka, V. and Bard, P.-Y. (2000). About the efficiency of numerical 1D and 2D modelling of site effects in basin structures. *Pure and Applied Geophysics*, 157: 319-342.

Tapia M. and S. Figueras. (2005). *Benchmark exercise: results obtained in the numerical simulations with the Arnaia earthquake, comparisons with real observations and final conclusions*. Informe final proyecto Eoruseisrisk. ICC GS-210/2005.