

El caso extremo opuesto es el de la z.g. inmóvil. Para este caso, como ya se ha visto, el oleaje que más se desarrolla es el que nace en el borde posterior del fetch y el proceso de crecimiento cesa al rebasar estas olas al borde anterior. Es intuitivamente claro que en un caso general intermedio las olas más desarrolladas nacerán en una zona intermedia entre el borde anterior y el borde posterior, más cerca del anterior entre más rápido se desplace la z.g. y más cerca del posterior entre más lento se desplace la z.g. Suponiendo que la z.g. se mueve más rápido que la celeridad de las olas al inicio de su desarrollo, las olas en el punto inicial de mayor desarrollo se verán alcanzadas al principio por el borde posterior de la z.g. alcanzando su celeridad un valor igual al de la z.g. precisamente cuando este borde posterior este a punto de rebasarlas. De este instante en adelante, las olas en su desarrollo empezarán a avanzar más rápido que la z.g. y eventualmente alcanzarán al borde anterior, instante en que el proceso de crecimiento cesará. Esto se muestra esquemáticamente en la fig. XII.19. Observe que el fetch efectivo para estas olas en particular puede ser muchas veces mayor que el fetch instantáneo disponible en la z.g. y por lo mismo su desarrollo puede ser mucho mayor.

Aunque el cálculo del oleaje máximo es muy simple una vez que se identifica el punto crítico de máximo desarrollo dentro de la z.g. en su posición original, la identificación de dicho punto requiere de un proceso de *prueba y error* con pequeños incrementos en espacio y tiempo, aunque fácilmente automatizable.

#### **b) El caso de un estado inicial ya agitado**

Cuando un cierto viento empieza a actuar sobre una superficie del mar que no se encuentra tranquila, ya sea por viento de diferente magnitud al nuevo o por actuar sobre oleaje libre (swell) originado en otra tormenta, el estado de oleaje se ajustará eventualmente al nuevo viento, pero esto puede ocurrir en menos duración o fetch que el que tomaría desde condiciones iniciales tranquilas. La adaptación

necesaria a las herramientas ya vistas requiere evaluar a qué fetch y duración corresponde el oleaje inicial para las condiciones del viento generador. De esta forma, simplemente se puede considerar que al inicio el fetch y la duración ya tienen un valor no nulo, es decir, al fetch y duración real habrá que sumarles el fetch y duración equivalentes del oleaje inicial. Esto equivale exactamente a evaluar cuánta distancia y duración habría tomado al nuevo viento generar el estado de oleaje que funge como el inicial.

Por ejemplo, utilizando como herramienta la fig. XII.14, calculemos cuál sería el estado de oleaje al final de un fetch de 120 km para un viento de 15 m/s que ha actuado durante 18 horas cuando el estado inicial era de  $H_s = 3$  m y  $T_s = 6$  s. Del diagrama podemos observar que para la intersección de la curva  $U_{10} = 15$  m/s con la recta (horizontal) de  $H_s = 3$  m (y aproximadamente también con la curva  $T_s = 6$  s, la abscisa marca duración  $t = 6.5$  horas y la curva de fetch  $F = 90$  km. Esto es, al viento  $U_{10} = 15$  m/s le hubiera tomado 90 km de fetch y 6.5 horas de duración para haber generado esta condición inicial. Por ello, el fetch efectivo que debemos considerar es de  $F = 120 + 90 = 210$  km y la duración efectiva de  $t = 18 + 6.5 = 24.5$  horas. Utilizando el diagrama nuevamente con estos valores ajustados por condiciones iniciales llegaríamos a la conclusión de que para limitación por fetch  $H_s = 4$  m y  $T_s = 7.35$  s, mientras que para limitación por duración tendríamos  $H_s =$

4.9 m y  $T_s = 8.7$  s. Claramente, este es un caso de oleaje limitado por fetch y la respuesta al problema planteado sería  $H_s = 4$  m y  $T_s = 7.35$  s. Observe que si dicho viento hubiera actuado sobre condiciones iniciales tranquilas, utilizando  $F = 120$  km y  $t = 18$  horas, el oleaje final (también limitado por fetch) hubiera sido de tan solo  $H_s = 3.25$  m y  $T_s = 6.3$  s.

Obviamente, la adaptación presentada, corresponde a un estado inicial de oleaje que se propaga (aproximadamente) en la misma dirección que el nuevo viento generador. Si éste no fuera el caso, se podría utilizar algún espectro de oleaje direccional estándar para evaluar el oleaje en dirección del nuevo viento, pues es éste el que se verá incrementado hasta la nueva condición generada por el nuevo viento.

### c) El caso de generación en aguas no profundas

Cuando el viento actúa sobre zonas que no pueden considerarse de aguas profundas, el balance de energía necesario para calcular la evolución del oleaje ya no solo debe considerar el esfuerzo cortante del viento sobre la superficie y la transferencia de energía entre componentes frecuenciales, sino también las pérdidas de energía por fricción en el fondo, así como de alguna manera las restricciones a la longitud de onda que esta profundidad finita impone sobre el proceso de crecimiento. Muchos de los trabajos realizados con respecto a generación de oleaje por viento incluyeron partes de generación en aguas no profundas. De hecho, las gráficas del método simplificado de Hasselmann ya presentada, fig. XII.15 y XII.16, incluyen ya curvas para este caso. Bajo esta condición es necesario adherir un parámetro adimensional más,  $(gh)/U_A^2$ , para considerar la profundidad. Como es de esperarse, un viento, fetch y duración dados producen oleaje más intenso en aguas profundas que en aguas no profundas y esto se refuerza a menor profundidad exista. También, el fetch necesario para alcanzar el estado completamente desarrollado es menor a menor profundidad del fondo. Las expresiones correspondientes para aguas no profundas aparecen en dichas gráficas y en el Shore Protection Manual (1984). En esta misma referencia aparece un amplio juego de gráficas para cálculo de oleaje generado por viento en aguas no profundas ya en términos de las variables directamente (vs. los parámetros adimensionales).

Ciertamente otros muchos casos no tratados explícitamente aquí podrían ocurrirse al lector sagaz, pero en términos generales, las herramientas de estimación y pronóstico numérico son las ideales para adaptarse a estas condiciones. En el presente texto nos detendremos a este nivel.

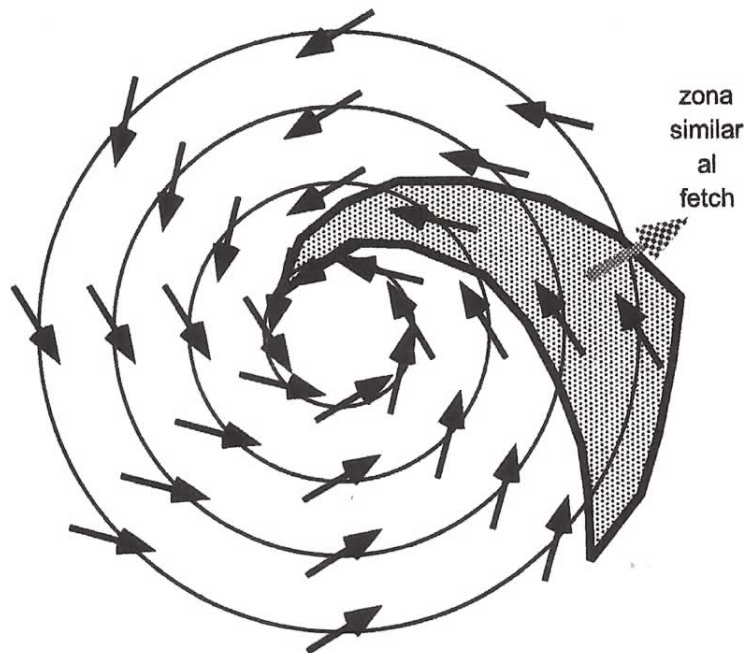
#### XII.3.6. Estimación y pronóstico para ciclones tropicales

Uno de los fenómenos meteorológicos que producen oleajes de gran magnitud en las zonas tropicales del mundo, los denominados ciclones

tropicales (que en su estado de pleno desarrollo se llaman huracanes), no cumplen con las hipótesis más básicas realizadas para establecer las herramientas simplificadas de estimación y pronóstico de oleaje. Por ello requieren de modelos especiales. Pero antes de mencionar dos de ellos, exploremos las características especiales de la generación de oleaje por un campo de vientos ciclónico (ver también sección XII.2.3).

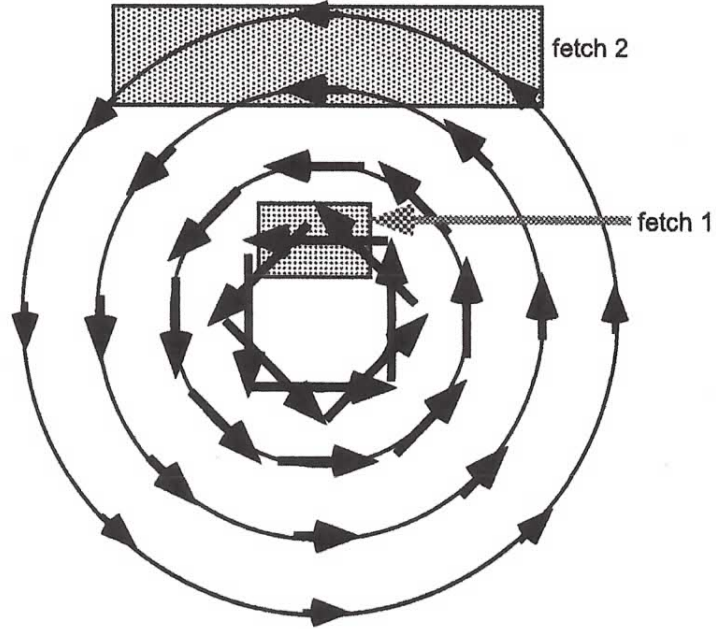
Suponiendo que, en distancias grandes, el oleaje generado por el viento puede irse ajustando a la dirección dominante del viento generador, un ciclón tropical mostraría una zona de generación curva. Esto se muestra gráficamente, para el caso simplificado de nula variación radial de la velocidad, en la fig. XII.20. Por otro lado, si como en la fig. XII.21, se considera la variación radial del viento, pero considerando sólo la componente tangencial, veremos que existe un mecanismo de balance entre la intensidad del viento generador y la longitud del fetch que razonablemente podemos considerar. Las zonas con vientos intensos tienen fetch muy corto, mientras que las zonas de vientos más débiles tienen fetch más largo. ¿Cuál de las dos zonas sombreadas en la fig. XII.21 producirá las olas más grandes? Precisamente este efecto de curvatura de los vientos hace que en un ciclón tropical, no necesariamente las olas más grandes se generen en la zona de máximos vientos (en la periferia del ojo), sino un poco más hacia afuera. Para un ciclón estático, la curvatura de los vientos hace que el fetch máximo posible sea relativamente limitado y por lo tanto el oleaje generado sea limitado por fetch y no alcance el estado completamente desarrollado. Sin embargo, los ciclones tropicales muestran desplazamientos que típicamente van de 10 a 40 km/h. Puesto que el oleaje no tiene memoria, éste se comportará como se lo indique el viento ambiente en la zona por la que se va propagando. Así pues, para el caso simplificado de la fig. XII.22, el oleaje al lado derecho de la trayectoria del centro del ciclón, se ve afectado por un fetch equivalente que puede ser mucho más largo que aquél que el campo de vientos ciclónico estático podría soportar (en el hemisferio sur de la Tierra con un giro ciclónico inverso, el fetch incrementado se da a la

izquierda de la trayectoria). El caso contrario ocurre a la izquierda de la trayectoria; las olas generadas salen rápidamente del fetch debido al mismo movimiento de la tormenta. Así pues, las olas más grandes deben ser esperadas del lado derecho de la trayectoria del ciclón, un poco hacia afuera de la periferia del ojo, mientras que un mínimo local debe esperarse en la zona a la izquierda de la trayectoria cerca de la periferia del ojo. En el límite, el efecto de *acompañamiento* descrito, cuando el ciclón viaja aproximadamente a la misma velocidad que el oleaje mayor, el fetch equivalente puede ser suficientemente largo como para generar oleaje completamente desarrollado.

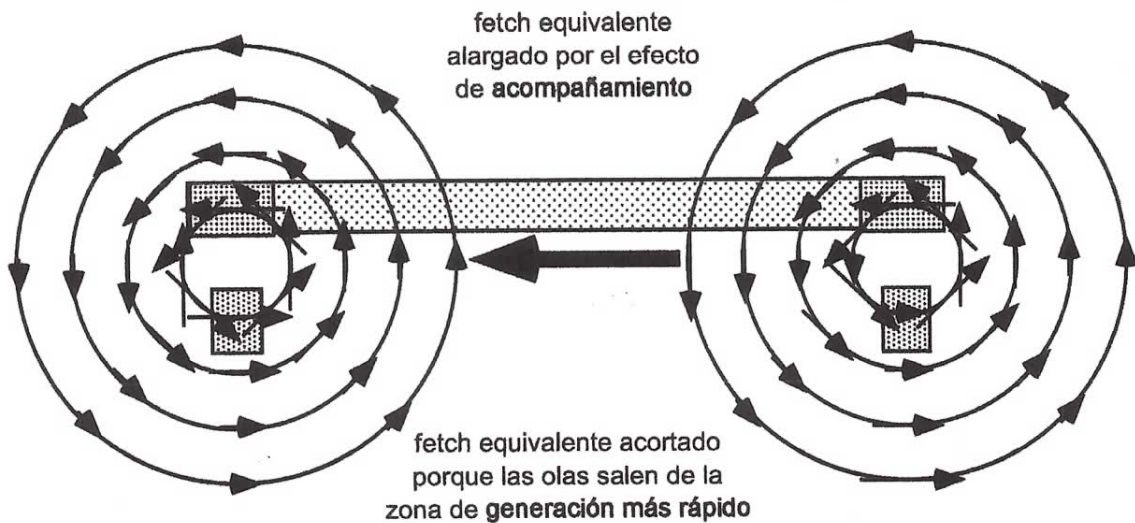


**Fig. XII.20.** Adaptación de la idea del *fetch* al campo de vientos curvilíneo de un ciclón tropical (idealizado por no disminuir la velocidad del viento con la distancia radial).

El Shore Protection Manual (1984) presenta un modelo muy sencillo para el cálculo del campo de oleaje ciclónico. La altura máxima de ola significativa (en la periferia del ojo a la derecha de la trayectoria) se calcula como



**Fig. XII.21. Relación inversa entre intensidad del viento y longitud del *fetch*.** En el caso más cercano al centro de giro, el viento es muy intenso, pero el *fetch* es muy corto. En el caso en la periferia, el viento es más débil, sin embargo actúa en forma **cuasi-rectilínea** sobre una distancia mayor.



**Fig XII.22. Ilustración del efecto de acompañamiento.** Del lado derecho (viendo en la dirección de translación del sistema) el *fetch* mantiene inmerso al oleaje durante mayor tiempo y mayor distancia que si el ciclón tropical estuviese **estático**. Lo contrario ocurre del lado izquierdo, donde el oleaje permanece un tiempo y distancia muy reducidos dentro de la zona de **generación**.

$$H_{s,\max} = 5.03 \exp \left\{ \frac{R \Delta p}{4700} \left[ 1 + \frac{0.29 \alpha V_T}{U_R^{1/2}} \right] \right\} \quad (\text{XII-25})$$

mientras el periodo de dicha ola se calcula con

$$T_{s,\max} = 8.6 \exp \left\{ \frac{R \Delta p}{9400} \left[ 1 + \frac{0.145 \alpha V_T}{U_R^{1/2}} \right] \right\} \quad (\text{XII-26})$$

donde, por su origen empírico, las variables deben ser necesariamente consideradas en unidades específicas, a decir:  $H_{s,\max}$  en [m],  $T_{s,\max}$  en [s],  $R$  en [km], la depresión al centro de giro con respecto a la presión externa a nivel de superficie  $\Delta p$  en [mm Hg], la velocidad de translación del ciclón  $V_T$  en [m/s], la velocidad de viento máximo en la periferia del ojo considerada como

$$U_R = 0.865 U_{s,\max} + 0.5 V_T \quad (\text{XII-27})$$

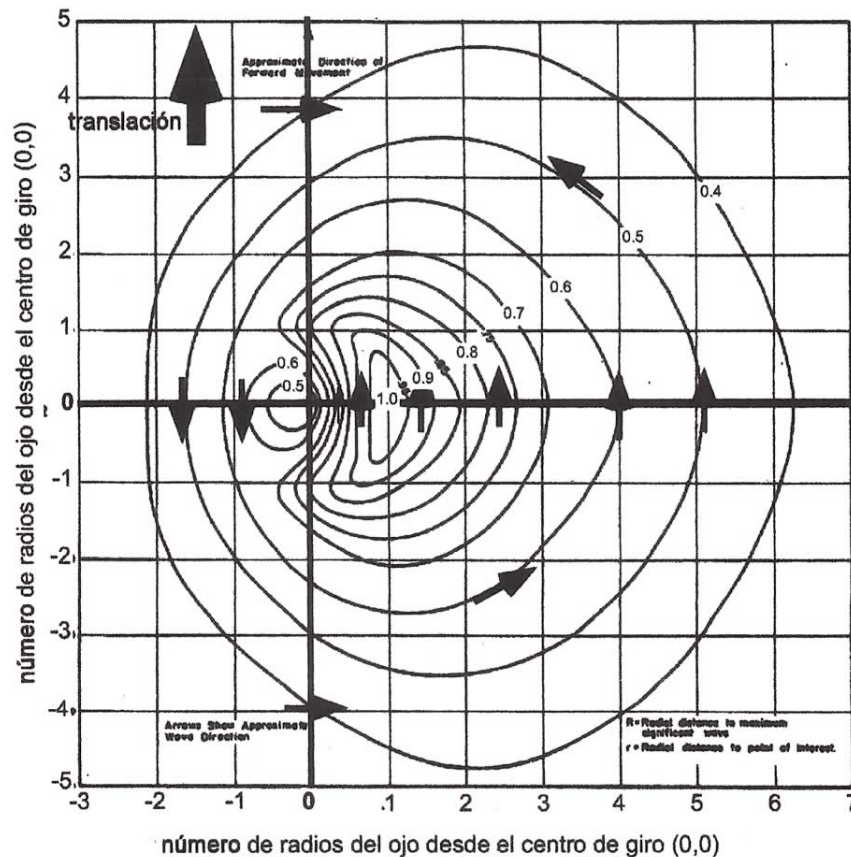
en [m/s], velocidad del viento gradiente máximo en la periferia del ojo a 10 m de altura, considerada como

$$U_{s,\max} = 0.477 [ 14.5 \Delta p^{1/2} - 0.31 R f ] \quad (\text{XII-28})$$

en [m/s], el parámetro de Coriolis ( $=2\omega_T \text{sen } \phi$ ) en [rad/hora], con  $\omega_T$  siendo la velocidad de giro de la Tierra,  $\phi$  la latitud del centro de giro del ciclón y  $\alpha$  un coeficiente para considerar el alargamiento del fetch equivalente por efecto de acompañamiento (para ciclones *lentos*  $\alpha=1$ ).

La distribución de la altura de ola significativa,  $H_s(x,y)$ , se obtiene del diagrama que se muestra en la fig. XII.23, donde aparecen isolíneas de igual  $H_s / H_{s,\max}$  en un plano de coordenadas normalizadas con el radio del ojo del ciclón. Como puede observarse en el diagrama, este modelo coloca al máximo a la derecha de la trayectoria sobre la periferia del ojo ( $r/R=1$ ), y el mínimo local ya esperado a la izquierda de la trayectoria pero dentro del ojo del ciclón. Observe que el oleaje de peligro se extiende a grandes distancias del centro de

giro, por ejemplo con  $H_{s,max} = 10$  m y  $R = 50$  km (valores típicos), en el hemisferio derecho del ciclón existirían olas con  $H_s = 4$  m a ¡más de 300 km del centro del ciclón! La dirección aproximada de propagación de las olas se muestra con las flechas.



**Fig. XII.23.** Nomograma para el cálculo de la altura significativa de oleaje como fracción de la altura significativa de oleaje en el punto de mayor altura. Fuente: CERC 1984.

La distribución aproximada del periodo de la ola significativa se puede obtener de la relación empírica

$$T_s = 12.1 \left( \frac{H_s}{g} \right)^{1/2} \quad \text{(XII-29)}$$

en unidades de [s], [m] y  $[m/s^2]$  según corresponda. Observe que este sencillo modelo no tiene efectos de historia; sus resultados dependen únicamente de las condiciones instantáneas del ciclón tropical. Sin



embargo, el problema más grande del modelo es el hecho de que el diagrama de distribución de la altura de ola significativa se encuentra normalizado por el radio del ojo del ciclón. Puesto que este radio muestra una tendencia a ser más pequeño cuanto más se intensifica el ciclón (ver ec.XII-10) el campo de oleaje de un ciclón muy intenso puede resultar muy reducido en extensión (para más detalles ver Reza y Rosengaus, 1990).

Es obvio que el caso de oleaje generado por un campo de vientos ciclónico es un buen candidato para los modelos numéricos como el de Hasselman et al (1973), pero su aplicación requiere de equipo de cómputo sofisticado. Young (1988) realizó muchas corridas con el modelo de Hasselman para condiciones simplificadas de trayectorias rectilíneas con intensidad y velocidad de translación constantes para diversas combinaciones de estos dos parámetros. Con estos *experimentos numéricos* obtuvo una expresión empírica para el fetch equivalente máximo para ser aplicado en las ecs. XII-19 y XII-20. También obtuvo distribuciones espaciales de altura y dirección de propagación del oleaje similares conceptualmente a la fig. XII.23, pero para esas mismas combinaciones de valores de velocidad de vientos máximos sostenidos y velocidad de translación. Los resultados son muy interesantes y permiten formular herramienta computacional que, a través de interpolación bilineal entre diagramas resultado de las corridas, permite obtener el campo de oleaje ciclónico para una amplia gama de estos parámetros. Los detalles y diagramas son demasiado extensos para ser incluidos en este trabajo.

Finalmente, es necesario recordar que los modelos mencionados se refieren al oleaje dentro de la zona de generación. El oleaje propagándose libremente fuera de esta zona puede alcanzar enormes distancias del centro de giro del ciclón, sobre todo para ciclones de lento movimiento o estáticos.

### XII.3.7. Sobre el cálculo del oleaje de diseño

El oleaje de diseño de una cierta obra tiene asociado un cierto *periodo de retorno*, que es el tiempo que tomaría en promedio repetirse o sobrepasarse dicha condición para una vida infinita de la obra. Esto es, de alguna manera, dependiendo de la importancia de la obra, se acepta que esta puede ser dañada o destruída estadísticamente en dicho lapso de tiempo. Una vez establecido el periodo de retorno, identificar cuál es la condición de oleaje que le corresponde no es tarea sencilla. Una opción es contar con registros de oleaje en o cerca del sitio de la obra con una duración del mismo orden de magnitud que dicho periodo de retorno. El ajuste de alguna distribución de probabilidad de valores extremos a los oleajes máximos medidos permite extrapolar hasta periodos de retorno mayores al lapso de medición, pero esta extrapolación no debe ser exagerada a tiempos ordenes de magnitud mayores. Es raro el contar con registros de oleaje suficientemente largos como para aplicar esta técnica. Pero en ocasiones se tienen registros de mayor duración de condiciones meteorológicas que pueden producir oleajes extremos, por ejemplo, se cuenta con registros desde 1886 sobre trayectorias e intensidades de ciclones tropicales en el Atlántico Norte. Con ellos y una modelación cautelosa de las posibles condiciones de oleaje generados por cada uno, se puede formar una muestra sintética de oleajes que se hubiesen medido de tener los olómetros instalados por iguales intervalos. Inclusive se pueden llegar a translocar las tormentas a posiciones posibles que hubiesen producido condiciones de oleaje más críticas. Por supuesto que esto requiere frecuentemente el *transitar* el oleaje desde la zona de generación hasta la ubicación de la obra considerando dispersión de componentes frecuenciales, dispersión angular de la energía, atenuación, refracción, difracción, etc. Seleccionar el oleaje de diseño correspondiente a un cierto periodo de retorno es tanto un arte como una ciencia.

El presente capítulo ha enfatizado a la ola significativa como la representativa de una cierta condición de oleaje espectral, pero es importante el considerar que la ola de diseño sería la más grande de las que se presentaran para una condición representada por  $H_s$ , dada una cierta duración de acción de dicha condición de oleaje sobre la obra. Esto ha sido tratado en la sección X.2.4. Aquí solo enfatizamos que dicha ola máxima en un tren de olas representado estadísticamente por  $H_s$  puede ser mucho mayor que esta ola significativa, siendo la diferencia mayor cuanto mayor duración (y mayor número de olas individuales) tenga esta condición de oleaje sobre la estructura y menor sea la probabilidad de ser rebasada que se desee utilizar.