Pamukkale Univ Muh Bilim Derg, 27(3), 393-409, 2021

Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi

Pamukkale University Journal of Engineering Sciences

Grid araştırma yöntemi ile yerel ve bölgesel depremlerin konumlarının belirlenmesi

Determination of locations of local and regional earthquakes by grid search methods

Hüseyin GÖKALP[1*]

[1]Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mühendislik Fakültesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye.
gokalp@ktu.edu.tr

Geliş Tarihi/Received: 19.04.2019 Düzeltme Tarihi/Revision: 09.06.2020 doi: 10.5505/pajes.2020.69922
Kabul Tarihi/Accepted: 20.07.2020 Araştırma Makalesi/Research Article

Öz

Bu çalışmada deprem konumu belirleme probleminin çözümünde "Grid Arama" yönteminin kullanılması ve yöntemin değişik durumlardaki etkinliği incelenmiştir. Bu amaçla ağ geometrisinin çözüm üzerindeki etkisini araştırmak için farklı istasyon dağılım geometrisine sahip üç ayrı yapay istasyon ağı seçilmiştir. Ayrıca tüm istasyon ağları için depremin; istasyon ağının içinde, hemen dışında ve daha da uzağında olma durumları göz önüne alınmaktadır. Bunun yanı sıra, ortam hızının yanlış seçilmesi, oluş zamanının yanlış belirlenmesi ve hata içeren veri olması durumlarında yöntemin etkinliği incelenmiştir. Yöntem, sadece Pg ve Sg dalga fazları okumaları içeren 54 adet, Karadeniz'de deniz içinde meydana gelmiş ve sismolojik merkezlerince çözümü yapılmış 54 adet gerçek deprem verisi üzerinde uygulanarak depremlerin yeniden konumları belirlenmiş ve diğer sonuçlarla mukayese edilmiştir. Bu çalışma ile elde edilen sonuçlara göre, çözümlenen birçok depremin hiposantır konumu klasik yöntemle elde edilen konumlara oldukça yakın olduğu bulunmuştur.

Anahtar kelimeler: Grid arama yöntemi, Hiposantır, Episantır, Deprem konumu belirleme, Doğu Karadeniz depremleri.

Abstract

In this study, "Grid Search method" has been examined for both its efficiency and capability in solving earthquake location problems even if various situations. For this reason, three simulated (or artificial) seismic networks that pose different station geometries have been investigated effects of the network geometry on the solution. Three cases in which earthquakes occurred in, near, and far from the networks have been also considered in this study. In addition, the effectiveness of the method has been examined in cases where the seismic velocity is incorrect, origin time is misdetermined and data is contained errors. The method has been applied on 54 real earthquakes, which both Pg and Sg phase readings are available, that occurred near the coast of the Eastern Black Sea and have been previously located by the Seismological Centers and obtained results have been compared with the previous results. It has been found that the most earthquake hypocenters determined by this method were close to the locations determined by the classic methods.

Keywords: Grid search method, Hyposantr, Epicenter, Earthquake Location problem, Eastern black sea Earthquakes.

1 Giriş

Yerkürede meydana gelen depremlerin oluştuğu konumlarının bilinmesi Sismoloji biliminin en temel problemlerinden birisi olmuştur. Bir depremin konumu denilince akla; bu depremden veya herhangi bir sismik olaydan kaynaklanan yeriçinde serbest kalan deformasyon enerjisinin açığa çıktığı yer veyahut ta kırılmanın ilk başladığı nokta (x_0, y_0, z_0) ve oluş zamanını (t_0) gelir. Depremin hesaplanan büyüklüğü (magnitüdü) ile birlikte konumu, bir depremin en önemli karakteristik özellikleri olup deprem kataloglarında bir depremi tanımlayan kimlik parametreleri olarak yer almaktadır. Daha da iyi bilinen bir anlamda, deprem konumu denildiğinde genellikle bir depremin hiposantırı (yer içinde depremin olduğu nokta) boylam (x0), enlem (y_0) ve yeryüzünden odak noktasına olan derinlik (z0 veya h) ile verilen konumu veya hiposantırın yeryüzündeki izdüşümü olan episantır (x_0, y_0) akla gelir. Hiposantır koordinatları (x_0, y_0, z_0), yapılacak işlemleri kolaylaştırmak için ya coğrafik koordinatlarda enlem(derece), boylam(derece), derinlik(km) olarak veyahut ta Kartezyen koordinatlarında tanımlanabilir. Bir depremin konumu genel olarak mutlak veya göreceli olmak üzere iki türlü hesaplana bilinmektedir. Mutlak deprem konumu belirlenmesinde, belirli bir coğrafik koordinat sistemi ve belli bir sabit zaman referansı, mesela UTC (Coordinated Universal Time) gibi evrensel zaman dilimi seçilerek konum belirlemesi yapılmaktadır. Göreceli deprem konumu belirlenmesi işleminde ise konumu iyi bilinen bir deprem veya bir patlatmanın konumu referans olarak seçilerek, bu depreme veya patlatma konumuna göre depremlerin konumlarının belirleme işlemleri yapılmaktadır.

Depremler yerin farklı derinliklerinde meydana geldiğinden depremlerin konumları yeryüzünde yerleştirilmiş sismograf istasyonlarındaki kayıtlardan yararlanılarak tespit edilmeye çalışılmaktadır. Yerel depremlerde odaktan çıkan sismik ışınlar istasyonlara yerin derinliklerinden yukarı doğru yeryüzündeki istasyonlara doğru ilerlerken, bazı bölgesel depremler ve tüm küresel çapta depremler de dâhil olmak üzere eğimli bir ışın yörüngesi izlerler. Bu tür eğrisel ışın yörüngeleri, deprem odaklarının homojen olmayan dağılımları ve yüzeydeki istasyonların çok ta ideal olmayan geometrik dağılımları, odak konumun belirlenmesinde bir takım zorluklar yaşanmasına neden olmaktadır. Bir depremin konumunun belirlenmesi işlemi, genellikle "bir sismik istasyon ağındaki istasyonlara gelen farklı sismik fazların varış zamanları ile yer içine ait sismik hızların aşağı yukarı yer içini iyi bir şekilde temsil ettiği" varsayımından yola çıkılarak, bu sismik hızlara göre hesaplanan yapay varış zamanları arasındaki farklardan yararlanılarak yapılmaktadır. Dolayısıyla deprem konumunu

*Yazışılan yazar/Corresponding author

belirleme işlemi, dört bilinmeyenli (hiposantır koordinatları ve oluş zamanı) bir ters problem çözümüne dönüşmektedir. Bu problemin çözümü ise; teorik olarak gözlenmiş ve kestirilmiş varış zamanları arasındaki farkın en küçük olduğu noktanın hiposantır konumu olmasından yola çıkarak en küçük farka sahip bu noktanın konumu araştırmak suretiyle yapıla bilinmektedir. Gerçekte yer içerisinde sismik hızlar sürekli değiştiği için bu problem doğrusal olmayan bir problem olup, problem doğrusal hale getirilerek ardışık ters problem çözümü (genelleştirilmiş ters çözüm) yolu ile yapılmaktadır. Bu durumda ortamın hızı ve deprem konumları parametreleri birbiriyle yakın ilişkide olup, iyi kalitede büyük bir veri takımı için bu iki parametre eş zamanlı olarak çözümü yapıla bilinmektedir [1] ve [2].

Deprem konumu belirlemesinde ilk kullanılan yöntemlerden birisi, Milne [3] tarafından tanımlanan ve S- ve P- varış zamanları arasındaki farkların dikkate alındığı grafiksel bir yöntem olan "çemberlerin kesişimi" yöntemidir. 1970'li yıllara gelindiğinde bilgisayarların gelişimine bağlı olarak "Geiger Yöntemini" esas alan ve doğrusal hale getirilerek ardışık ters çözüm yapan klasik yöntemlerle istasyonlardaki varış zamanlarının çözümü yapıla bilinilmiştir. Geiger yöntemi günümüzde de birçok sismoloji merkezinde deprem konumların belirmek için kullanılan klasik bilgisayar programlarının temelini oluşturur. Bu programlara en iyi bilenen ve sık kullananlara örnek olarak; HYPO71 [4], HYPOELLIPSE [5], HYPOCENTER [6] ve SEISMOS [7] gibi yazılımlar verile bilinir. Son yıllarda bilgisayarların daha da gelişmesi deprem konumlarının belirlenmesinde daha geniş ölçekte, "grid araştırma" ve "stokastik doğrudan arama" gibi yöntemlerin kullanılmasına olanak sağlamıştır [8],[9].

Doğrusal hale getirilmiş ardışık olarak ters çözüm yapılarak deprem konumlarını belirleyen bu tür klasik yöntemlerde, verideki uyumsuzlukları minimize edecek veya en iyi sağlayacak şekilde (çoğunlukla 2. norm ölçütü kullanılarak) depremin hiposantır koordinatları ve oluş zamanı değeri belirlenmektedir. Bunun yanı sıra çözümü yapılan her bir parametre için de çözümde yapılan hata kestirimleri de verilmektedir. Bu yöntemler çok hızlı olup, ardışık çözüm aşamasında yerel minimumlara yakınsamamak için iyi bir başlangıç parametresi kestirimine gereksinim duyarlar. Diğer taraftan, deprem konumlarının belirlenmesinde kullanılan diğer bir yöntem ise "Grid Arama (GA)" yöntemidir. GA yöntemi diğer yöntemlerle elde edilen deprem konumlarına ilişkin çözümlerin kontrolü için, bazen de klasik yöntemlerde iyi bir başlangıç modelini belirlemek amacıyla da kullanılabilmektedir.

Bu çalışmada farklı koşullar ve ayrıca farklı istasyon geometrilerine sahip sismik ağlar için GA yönteminin etkinliğini irdelenmektedir. Bu amaçla üç ayrı geometriye sahip sismik ağ kullanılarak sismik ağ geometrisinin veya şeklinin GA yöntemiyle deprem konumunu belirlenmesi üzerindeki etkisi de araştırılmaktadır. Ayrıca, depremlere ait fazların istasyonlardaki varış zamanlarındaki gürültü düzeyi, okuma hataları, ortam hızının yanlış seçilmesi ve oluş zamanların yanlış belirlenmesi gibi karşılaşılabilecek tüm olumsuz durumların yöntemin başarısı üzerindeki etkileri irdelenmektedir. Yapay modelleme çalışmalarından elde edilen deneyimlerden yola çıkılarak, doğu Karadeniz bölgesinde kıyıya yakın çoğunlukla denizde oluşmuş depremlerin karadaki ulusal deprem ağına ait istasyon kayıtlarından yararlanarak, GA yöntemiyle konumları belirlenmiş ve sismolojik merkezler tarafından klasik yöntemle (genelleştirilmiş ters çözüm yöntemi) belirlenen konumlar ile karşılaştırılarak yöntemin başarılı veya başarısız olabildiği durumları orta konulmaya çalışılmaktadır. Elde edilen sonuçlar göre GA yöntemi ile elde edilen birçok deprem konumunun klasik yöntemlerle belirlenen deprem konumlarına oldukça yakın olduğu tespit edilmiştir.

2 Yöntem

Son yıllarda bilgisayarların teknolojisinde yaşanan hızlı gelişmeler hayatın her alanında olduğu gibi sismoloji bilimini de olumlu yönde etkilemiş ve klasik yöntemle deprem konumu belirleme yöntemleri yanı sıra GA yöntemi gibi büyük bilgisayar işlem hacmi gerektiren yöntemleri de daha uygulanabilir hale getirmiştir. GA yöntemi, basit bir yaklaşım olarak; bir deprem dalgasının yer altındaki bir odak noktasından bir sismik istasyona olan seyahat zamanının hesaplanıp o istasyondaki varış zamanıyla karşılaştırılması ve aralarındaki uyumsuzluğun gözlemlenmesi esasına dayanır. Bunun için, ilk önce araştırma yapılacak olan bir bölge, sabit bir derinlikte sabit grid açıklık değeri için belli aralıklarla gridlenerek modellenir. Yeraltı için seçilen uygun bir hız modeline göre her bir grid noktasından (x, y) istasyonlara (x_i, y_i) olan seyahat zamanları hesaplanır. Burada; *i* istasyon indeksi, x ve y, grid noktasının koordinatları; (x_i, y_i) ise sismik istasyonların koordinatları (boylam ve enlemleri) ifade eder. Bu şekilde elimizde her bir grid noktası için istasyon sayısı (n) kadar varış zamanı ve bununla ilişkili *n* adet varış zamanı denklemi olacaktır [10]. İstasyonlardaki gözlemsel varış zamanları (t^{ger}) ve teorik varış zamanları (t^{sen}) arasındaki farklara rezidüeller (r_i) denir. Sentetik varış zamanı uygun bir hız değeri ($V_{kestirilen}$) için hesaplanan sentetik seyahat zamanı ($t_i^{seyahat}$) ile oluş zamanının (t_0) toplamından oluşur.

$$t^{sen} = \sqrt{\frac{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}{V_{kestirilen}}} + t_0 \quad (1)$$

ve

$$t^{ger} = \sqrt{\frac{(x-x_i)^2+(y-y_i)^2}{V_{gerçek}}} + t_0 \quad (2)$$

Varış zamanı rezidüelleri (r_i),

$$r_i = t_i^{ger} - t_i^{sen} \quad (3)$$

ve

$$r_i = t_i^{ger} - (t_i^{seyahat} + t_0) \quad (4)$$

olarak elde edilir. Burada bilinmeyen parametre olan t_0 bir depremin tüm istasyonlardaki gerçek varış zamanlarının bir tür ortalama işlemlerin yapılmasıyla ya da Wadati diyagramından yararlanarak elde edilebilinir. Ortamın P- ve S-dalga hızları, *Vp* ve *Vs ve D,* odak ve istasyon arasındaki hiposantır uzaklığı olsun. $t_p^{varış}$ ve $t_s^{varış}$ bir depremin bir istasyona olan P- ve S- dalgası varış zamanları ve ayrıca $t_p^{seyahat}$ ve $t_s^{seyahat}$ ise istasyona kadar olan seyahat zamanlarını temsil ettiğini düşünelim.

$$D = t_p^{seyahat} * Vp \quad (5)$$

$$D = t_s^{seyahat} * Vs = \left(t_s^{varış} - t_0\right) * Vs = \{(t_s^{varış} - t_p^{varış}) + (t_p^{varış} - t_0)\} = (t_{s-p}^{varış} + t_p^{seyahat}).Vs \quad (6)$$

(5) ve (6) denklemlerinden

$$t_p^{seyahat} * Vp = (t_{s-p}^{varış} + t_p^{seyahat}).Vs$$

$$t_p^{seyahat} * Vp = (t_{s-p}^{varış} + t_p^{seyahat}).Vs \quad (7)$$

yazılabilir, böylece;

$$t_p^{seyahat} * (Vp - Vs) = t_{s-p}^{varış}.Vs \quad (8)$$

ve buradan;

$$t_{s-p}^{varış} = \left(\frac{Vp}{Vs} - 1\right)(t_p^{varış} - t_0) \quad (9)$$

elde edilir.

$$nl = \frac{Vp}{Vs} - 1$$

tanımlanarak, oluş zamanı;

$$t_0 = t_p^{varış} - \frac{t_{s-p}^{varış}}{nl} \quad (10)$$

yazılabilir. Bir depremin *n* adet istasyondaki *P* ve *S-P* varış zamanlarından yararlanarak bu depremin oluş zamanı (t_0)

$$t_0 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(t_{P_i}^{varış} - \frac{t_{S_i-P_i}^{varış}}{nl}\right) \quad (11)$$

denklemi ile hesaplanabilir.

Tüm grid noktaları teorik odak noktası olarak kabul edip *n* adet istasyonda rezidüeller hesaplanıp kareleri alınırsa,

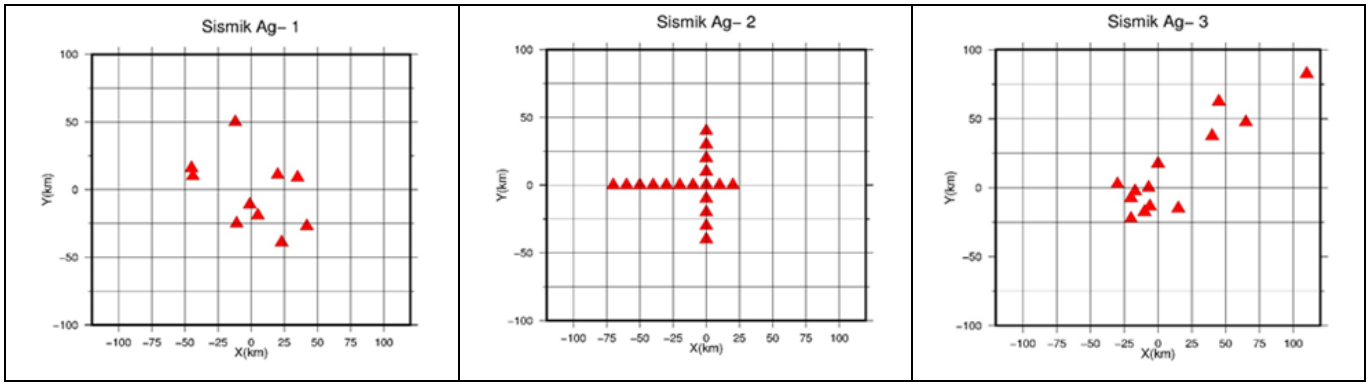
$$e = \sum_{i=1}^{n}(r_i)^2 \quad (12)$$

bir deprem için rezidüellerin karelerinin toplamı elde edilmiş olunur. Depremin konumu ise gözlenen ve hesaplanan (sentetik) varış zamanları arasında en iyi uyumu veren ve en düşük e değerine sahip grid noktasının konumuna karşılık gelecektir. İşlem, tüm rezidüellerin karelerinin toplamının en küçüğünü bulma olduğundan yöntem, en küçük kareler yöntemine eşdeğerdir. Rezidüellerin karelerinin ortalamasının karekökü $\sqrt{e/n}$ olarak tanımlanır ve İngilizce anlamının (root mean squared residual) baş harflerinden iler gelen *RMS* simgesiyle ifade edilir. Rezidüellerin karelerinin ortalamasına *(e/n)* verinin varyansı denilmekte olup aynı zamanda varyans, RMS^2 demektir. GA yönteminde deprem konumunu belirlenirken en küçük *RMS* değerine sahip grid noktası araştırılmaktadır. Eğer bir deprem için istasyonlardaki hesaplanan rezidüeller yaklaşık aynı değerlerde veya boyutta ise hesaplanacak olan *RMS* değeri ortalama rezidüel değerine eşit olacaktır. Diğer taraftan *RMS* tüm deprem konumu belirleme programlarında çözümün doğruluğunu teyit etmek amacıyla sıkça kullanılmaktadır. Rezidüellerin boyutları birbirine yakın ise, GA yöntemi yani en küçük *RMS* değerine sahip grid noktasını bulmak, başarılı bir çözüm verebilir. Fakat bazı rezidüel değerleri genel ortalamadan çok daha büyük ("outlier") ise bu durumda çözüme kolay ulaşılmayabilir. Bu durumda rezidüellerin karesi yerine mutlak rezidüel değerlerini dikkate alınması ile büyük değerli rezidüellerin çözüme olan etkisini minimize edeceği belirtilmiştir [11],[10]. *RMS* değeri, deprem konumu belirleme yöntemlerinde veriye uyumun iyi bir göstergesi olup, en küçük bir *RMS* değeri, her zaman gerçek hiposantır konumuna karşılık gelmemektedir [10].

GA yönteminde tüm grid noktaları için *RMS* değerleri hesaplandığı zaman; veri, kaliteli ve iyi davranışlı ise en küçük *RMS* değerine sahip grid noktası koordinatı deprem konumu verecektir. Diğer taraftan bazı gerçek deprem verisi için birden fazla aynı boyutta en küçük *RMS* değerine sahip grid noktası elde edilebilir. Bundan dolayı yapılması gereken diğer bir işlem, çözümdeki belirsizliklerin kestirilmesidir. Bunu yapmanın en basit yolu, tüm grid noktaları için hesaplanan *RMS* değerlerini, grid noktalarının iki boyuttaki x ve y koordinatlarına göre konturlamaktır. Eğer bu konturlar en küçük *RMS* değerinden itibaren hızlıca bir artma davranışı gösteriyorsa, daha yavaş artma gösterdiği durumuna göre daha az belirsizlikle bir çözüm elde edildiği söylenebilir [10]. Ayrıca tüm araştırma bölgesinde konturlanan *RMS* değerleri içerisinde benzer boyutta birden fazla minimum değerler varsa, bu durumda çözümün büyük hatalar içermesinin yanı sıra çözümde de bir takım ciddi belirsizliklerin var olduğunu işaret eder [10]. Konturların şekli istasyon ağı şeklinin geometrisinden de etkilenebilmektedir. Örneğin dairesel bir şekilde eş kontur çizgilerinin artımından ziyade elips şeklinde bir artım varsa hiposantır konumu kestiriminde istasyon ağ şeklinin olumsuz bir etkisi olabilir [10]. GA yöntemi ile deprem konumu belirleme işlemi doğal olarak diğer klasik ardışık konum belirleme yöntemlerine göre çok daha yavaş olan bir yöntemdir. Fakat "Olasılıksal deprem konumu belirleme" yönteminde üç boyutta (3B) araştırma hacmi içerisinde "*Yönlendirilmiş Gelişigüzel Yürüyüş*" adı verilen bir yaklaşımda tüm grid hacminin araştırılmasına gerek duyulmaksızın bir arama yapılmakta ve böylece GA yöntemi ardışık ters çözüm yöntemlerine göre eskiye oranla 10 kez daha hızlı çalışır bir duruma getirile bilinmiştir [10]. Ayrıca bir deprem için iki boyut yerine üç boyutta (3B) tüm grid noktaları için hesaplanan *RMS* değerlerinin grid noktalarının 3B x, y, z koordinatlarına göre konturlanıp en küçük *RMS* değerine ait grid noktası aranılması suretiyle hiposantır koordinatı bulunabilir.

3 Yapay modeller üzerinde yöntemin etkinliğinin incelenmesi

Şekil 1'de yöntemin etkinliğinin sismik ağ geometrisi üzerinde etkisini inceleyebilmek için kullanılan üç ayrı sismik ağ görünümü yer almaktadır. Kırmızı üçgenler ağlardaki sismik istasyonları temsil etmektedir. Şekil 1'deki ilk ağ (en üstteki) genellikle karşılaşıla bilinen standart bir sismograf ağı örneği, ortadaki ise Kanada'nın kuzeyinde yer alan ve nükleer patlatmaların tespiti ve araştırılması amacıyla kurulmuş bir sismik istasyon ağıdır [12]. Üçüncü ağ ise herhangi bir ülkenin yerel ağına ilaveten daha uzaktaki ulusal istasyonlarının bazılarının deprem konumu belirlenmesinde kullanıldığı durumdur. İlk önce verinin gürültüsüz olduğu, oluş zamanın ve gerçek hız yapısının tam olarak bilindiği ideal durum incelenmektedir. Tablo 1'de üç farklı istasyon ağı ve yüzeyde (h=0 km) fakat farklı konumlarda oluşan yapay depremlerin GA yöntemiyle konum kestirimleri yer almaktadır. Tablo 2'de ise farklı hiposantır değerlerine sahip yapay depremlerin GA yöntemiyle episantır konumlarının odak derinliklerine bağlı olarak kestirimleri yer almaktadır.



Şekil 1. İşlemlerde kullanılan üç ayrı yapay sismik ağ.

Figure 1. Three artificial different seismic networks used in the location process.

Tablo 1. İdeal koşullarda üç farklı istasyon ağı için, gerçek deprem koordinatları, grid araştırma yöntemiyle kestirilen episantır koordinatları ve hesaplanan RMS değerleri.

Table 1. Comparison between the real earthquakes coordinates and estimated ones by Grid Search method and the calculated RMS values for three kinds of seismic networks.

Ağlar	Gerçek Deprem Koordinatları (km)			Kestirilen Deprem Koordinatları (km)			RMS (sn.)	
	X	Y	Z	X	Y	Z	Min.	Max.
Ağ-1	0	0	0	0	0	0	0.0	19.342
	45	45	0	45	45	0	0.0	13.934
	70	70	0	70	70	0	0.0	12.775
	100	100	0	100	100	0	0.0	19.284
Ağ-2	2	5	0	2	5	0	0.0	20.810
	49	45	0	49	45	0	0.0	12.820
	73	80	0	73	80	0	0.0	15.827
	99	105	0	99	105	0	0.0	21.669
Ağ-3	7	62	0	7	62	0	0.0	36.575
	15	75	0	15	75	0	0.0	34.953
	20	80	0	20	80	0	0.0	33.871
	25	90	0	25	90	0	0.0	32.024

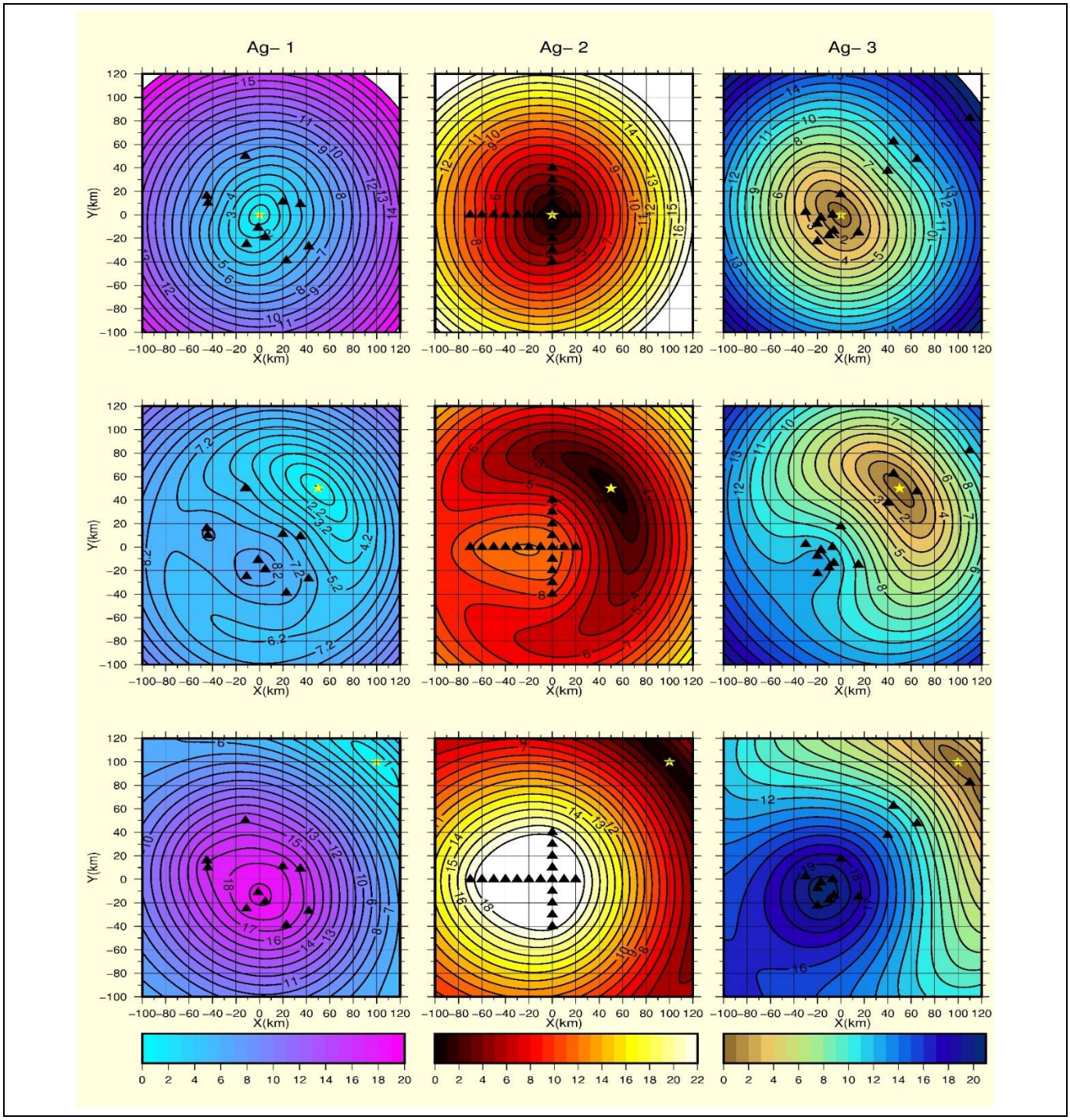
Tablo 2. İdeal koşullarda üç istasyon ağı için farklı hiposantır konumlarında oluşan depremlerin GA yöntemiyle episantır kestirimleri.

Tablo 2. Estimated epicenter locations by Grid Search method for different hypocenters locations for three different networks in ideal conditions.

Ağlar	Gerçek Deprem Koordinatları (km)			Kestirilen Deprem Koordinatları (km)		RMS (sn.)	
	X	Y	Z	X	Y	Min.	Max.
Ağ-1	0	0	0	0	0	0.0	19.342
	15	15	10	15	17	0.2598	18.336
	45	45	25	48	49	0.2632	13.202
	70	70	35	74	75	0.2125	13.630
Ağ-2	2	5	2	2	5	0.0025	20.790
	13	17	20	19	20	0.6103	18.362
	50	70	30	53	74	0.1856	12.867
	75	90	40	79	95	0.1754	18.179
Ağ-3	7	62	7	3	67	0.0157	31.202
	15	75	15	9	83	0.0942	29.195
	22	98	22	19	105	0.0563	18.829
	100	105	45	116	88	0.0464	26.996

Tablo 1'de gerçek ve kestirilen deprem konumlarının yanı sıra her bir kestirim işleminde tüm grid noktaları için elde edilen maksimum ve minimum *RMS* değerleri de yer almaktadır. Tablo 1'den görüldüğü gibi tüm depremlerin konumları GA yöntemiyle başarılı bir şekilde belirlenebilmiştir. Her çözümde elde edilen maksimum *RMS* değerlerine bakıldığında ise en düşük değerler Ağ-1'için elde edilirken en yüksek değerler ise Ağ-3 için olduğu görülür. Bunun olası sebebi Ağ-3'teki istasyonların diğer iki istasyon ağına ve deprem konumlarına göre çok daha dağınık halde bulunması olabilir.

Tablo 2 incelendiğinde, odak derinliği küçük olduğu zaman oldukça başarılı episantır kestirimler yapılmışken odak derinliği artığı durumda episantır kestirimlerinde yapılan hata miktarlarının arttığı görülmektedir. Çünkü çözüm yapılırken depremin yüzeyde olduğu varsayılarak sadece yüzeydeki grid noktaları için en küçük *RMS* değeri aranmaktadır. Dolayısıyla odak derinliği söz konusu olduğunda bu varsayımla episantır koordinatı kestiriminde hata yapılması kaçınılmaz olacaktır. Şekil 2'de ise üç ayrı istasyon ağı ve üç ayrı konumda meydana gelmiş hayali depremler için elde edilen *RMS* değerlerinin konturlanmış hali görülmektedir. Bu ve diğer benzer şekillerde kırmızı yıldız; gerçek deprem konumu, sarı yıldız ise kestirilen deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 2. Depremlerin (h = 0 km) üç ayrı yapay sismik ağın; içinde (x = 0 km, y = 0 km) , kenar kısmında (x = 50 km, y = 50 km) ve uzağında (x = 100 km, y = 100 km) olma durumlarına göre *RMS* kontur haritaları ve episantır kestirimleri.

Figure 2. Contour maps of RMS values and the estimated epicenters in case an earthquake occurred in (x = 0 km, y = 0 km), near (x = 50 km, y = 50 km) and far (x = 100 km, y = 100 km) from the networks having three different geometries for h = 0 km.

Şekil 2'de, en üste x = 0 km, y=0 km ve h= 0 km; ortada x=50 km, y=50 km ve h=0 km ve en altta ise x=100 km, y=100 km ve h=0 km olduğu deprem konumları için elde edilen *RMS* değerleri dağılımı yer almaktadır. Tüm durumlarda deprem konumları başarıyla kestirildiği için sarı yıldız, kırmızı yıldızın tam olarak üzerine gelmekte ve bu nedenle şekillerde görünmemektedir.

Şekil 2 incelendiğinde *RMS* değerleri eş kontur çizgilerinin geometrik şekillerinin (kontur çizgilerinin şekilsel dağılımı) deprem konumları ve istasyon ağlarının geometrik şekillerine de bağlı oldukları görüle bilinmektedir.

Depremin sismik ağın merkezinde olduğu durumda (üstteki şekillerde) nispeten küresel bir açılım yer almaktadır. Sadece Ağ-3 için kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda merkezde hafif elips şeklinde bir anomali yer almaktadır. Şekil 2'de ortadaki şekillerde; yani depremin istasyon ağının hemen dışında olduğu durumda, tüm ağlar için, konturların şekli küresel dağılım göstermekten ziyade episantır civarında, muhtemelen episantır-istasyon ağı geometrisine de bağlı olarak yine kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda elips şeklinde dağılım gösterdiği görülebilmektedir. Depremin istasyon ağının daha da uzağında olduğu durumda (en alttaki şekiller) ise her üç istasyon ağı içinde konturlar küresel olarak değişim gösterirken Ağ-3 için episantırın bulunduğu yerde yine aynı uzanımda elipsoidal bir dağılım göstermektedir.

Şekil 3'te ise Tablo 2'de incelenilen duruma benzer olarak, odak derinliğinin sabit bir değer alması (h= 30 km) durumunda farklı episantır koordinatlarına sahip depremlerin çözümlerine ilişkin *RMS* değerleri konturları ve kestirimler yer almaktadır. Şekil 3'te dikkat çekici bir durum ise, Ağ-1 ve Ağ-2 için yer almakta olup, burada depremler istasyon ağından ne kadar uzakta iseler gerçek ve kestirilen değerler arasındaki farkın daha da azaldığı görülmektedir (fark sıfıra yaklaşmakta!).

Bu durum Ağ-3 için depremlerin ağdan çok daha uzakta olması durumunda da geçerlidir. Zira Ağ-3'te merkezdeki istasyonlara göre daha dışta yer alan istasyonlar deprem konumuna daha yakın olup muhtemelen diğer ağlara göre daha büyük bir hata ile deprem konumunun kestirilmesine neden olmaktadır.

Verideki olası gürültünün episantır kestirimi üzerindeki etkisi hem yüzeyde hem de belli bir odak derinliğinde (h = 30 km) farklı konumlarda meydana gelen depremler göz önüne alınarak incelenmiştir. Bu amaçla verideki olası gürültüyü temsil etmek için hesaplanan istasyonlardaki yapay varış zamanlarına sinyal gürültü oranı %30 olacak şekilde normal bir dağılıma sahip rastgele gürültü eklenmiştir. Şekil 4'te gürültülü veri için yeryüzünde fakat farklı episantır koordinatlarına sahip depremler için elde edilen sonuçlar görülmektedir. Verideki gürültü miktarına rağmen yüzeydeki depremler için yapılan episantır kestirimleri gerçek değerlerine çok yakındır ve çoğu deprem için gerçek konum değerleri elde edilmiştir. Ayrıca gürültülü veri kullanılması durumunda kontur dağılım şekillerinin (Şekil 4) gürültüsüz durumdaki şekillere (Şekil 3) çok benzemektedir. Diğer bir değişle, gürültülü veri ile yapılan işlemelerde, yeryüzünde yer alan depremlerin episantır konumları kestiriminde, gürültünün ve istasyon ağlarının geometrik şekillerinin çözüm üzerinde çok fazla bir etkisinin olmadığı söylenebilir.

Depremlerin odak derinliğine sahip olması (h= 30 km) ve gürültülü veri kullanılması durumunda elde edilen sonuçlar Şekil 5'te verilmiştir. Beklenildiği gibi kestirilen episantır koordinatları ile gerçek değerleri arasında bazı farklar meydana gelmiştir. Örneğin, depremin sismik ağların merkezinde olduğu ilk durumda (Şekil 5 üst) Ağ-1'den Ağ-3'e kadar olan kestirimlerde farkın gittikçe arttığı ve kestirimlerin Ağ geometrisinden etkilendiği görülmektedir. Ayrıca, Ağ-1 ve Ağ-2 için, ağ içi deprem kestirimlerinde ağların geometrisinin etkisi olduğu ve kestirilen episantır konumların gerçek konumlara göre farklı yerlerde kestirildiği görülmektedir (Şekil 5 üst).

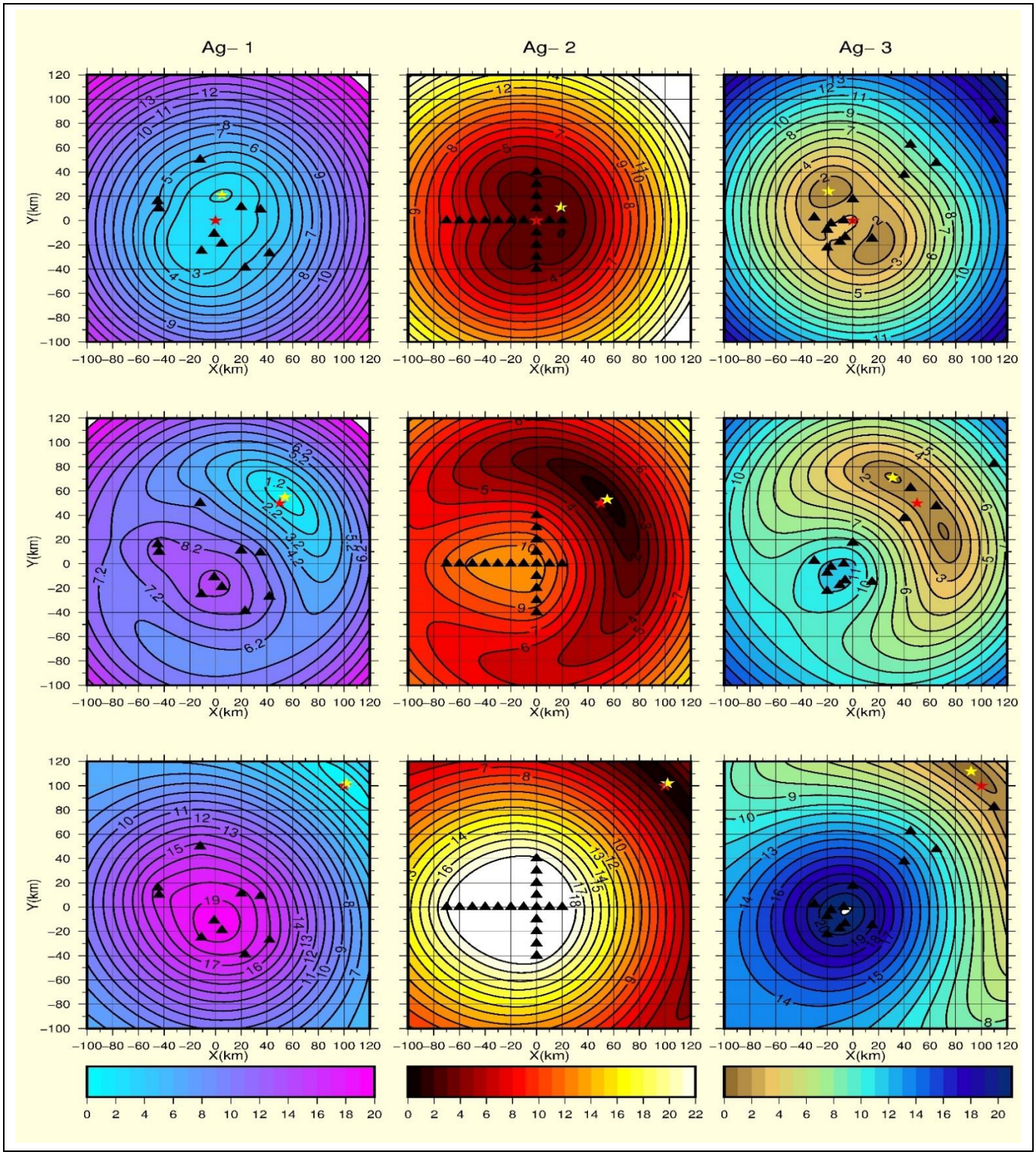
Depremin istasyon ağının hemen dışında olması durumunda ise Ağ-1 ve Ağ-2 için yapılan kestirimler birbirine oldukça yakın olup yapılan hata miktarları da aynı boyuttadır (Şekil 5 orta). Depremlerin ağların daha da dışında olması durumunda (Şekil 5 alt) ise bir önceki duruma benzer şekilde Ağ-1 ve Ağ-2 için yapılan kestirimler daha da iyi ve birbirine benzer oluyorken Ağ-3 için yapılan kestirimlerdeki hata miktarları biraz daha fazladır. Diğer taraftan Ağ-3 için yapılan üç ayrı kestirimler arasındaki en başarılı olanı, son durum için yani depremin istasyon ağı dışında olması için yapılan kestirim için olmuştur. Bu arada belirtmek gerekir ki, *RMS* hesaplamalarından önce gerçek deprem durumunu temsil edebilmek amacıyla, ilk önce seyahat zamanları hesaplanıp üzerine deprem oluş zamanı eklenerek varış zamanları elde edilmektedir. Sonra (10) ifadesine göre oluş zamanı hesaplanıp varış zamanlarından çıkartılarak seyahat zamanları elde edilmekte ve seyahat zamanları için *RMS* değerleri hesaplanmaktadır.

İncelenilen diğer bir durum ise yapılan işlemde yeriçi hız değerinin ve deprem oluş zamanının yanlış belirlendiği ve ayrıca verinin belli oranda gürültü içerdiği ve odak derinliğinin de işin içinde olduğu durumdur. Üç farklı hiposantır konumu (x= 0 km, y= 0 km h= 30 km), (x= 50 km, y= 50 km, h= 30 km) ve (x= 100 km, y= 100 km, h= 30 km) ve ayrıca işlemlerde ortam hız değeri olarak Vp= 6,0 km/sn gerçek değeri yerine Vp= 5.8 km/sn değeri kullanılması ve gerçek oluş zamanı 0.30 sn yerine 0.20 sn kullanılması ve sinyal gürültü oranı %20 olması durumları için elde edilen sonuçlar Şekil 6'da verilmektedir. Şekil 6 incelendiğinde, genel olarak Şekil 5'teki çözümlere oldukça benzer olduğu, hızdaki ve oluş zamanındaki belirsizliklerin hiposantır kestirme işlemlerini pek etkilemediği görülmektedir.

Bu durum muhtemelen yüzeysel bir depremden ziyade belli bir odak derinliğine sahip depremin konumunun gürültülü bir veri ile kestirilmesi nedeniyle olabilir. Bir genelleme yapmak gerekirse bir deprem istasyon ağından ne kadar uzakta meydana geliyorsa GA yöntemiyle deprem konumu daha başarılı bir şekilde kestirilmektedir.

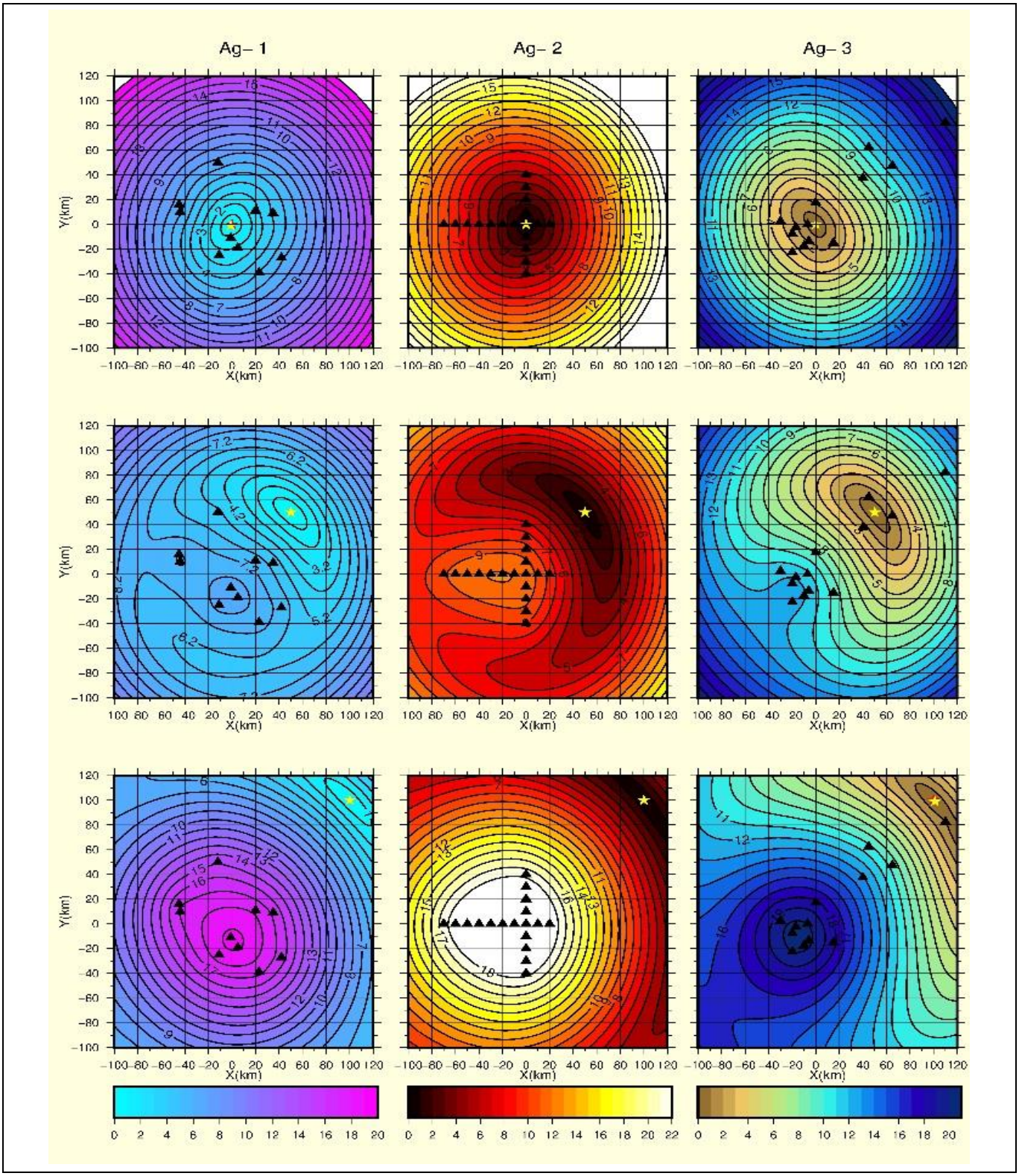
GA yönteminde çalışma alanının çok büyük, grid aralığının da küçük olduğu durumlarda işlem hacmi çok fazla sayıda grid noktası olacağı için işlem süresi doğal olarak oldukça artacaktır. Bunun önlenmesi için; çalışma alanının büyük olduğu durumda, grid aralığının da buna uygun bir ölçüde büyük tutularak yapılacak kaba bir konum kestiriminden sonra, bölge sadece bu kestirimin olduğu kısmında, çalışma alanı ve grid aralığı gittikçe küçülterek, tekrar tekrar gridlenip daha hassas bir şekilde kestirimler yapılabilir. Böylelikle "Yönlendirilmiş Gelişigüzel Yürüyüş" yaklaşımına [10] benzer bir yaklaşımla yapılacak işlem hacmi oldukça azaltılmış olunur. Bu çalışmada benzer bir işlem odak derinliği kestirimi için de yapılmaktadır.

GA yöntemi episantır koordinatlarını belirlemede olduğu gibi benzer şekilde hiposantır koordinatlarını hesaplamakta da kullanıla bilinir. Bu durumda 3B gridlenmiş ortam içerisinde en küçük *RMS* değerine sahip grid noktası araştırılmaktadır.



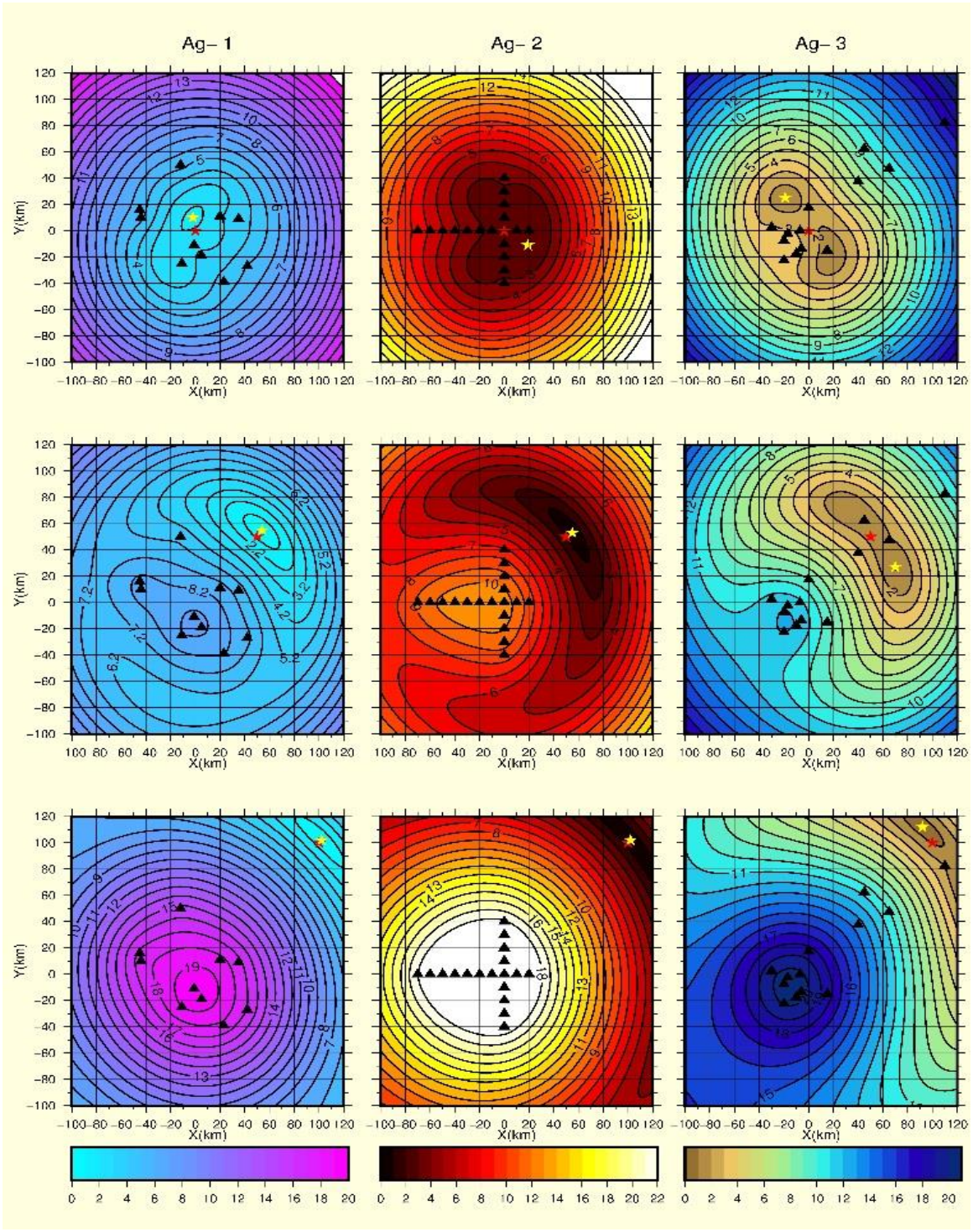
Şekil 3. Depremlerin (h = 30 km) üç ayrı yapay sismik ağın; içinde (x = 0 km, y = 0 km), kenar kısmında (x = 50 km, y = 50 km) ve uzağında (x = 100 km, y = 100 km) olma durumlarına göre *RMS* kontur haritaları ve episantır kestirimleri. Kırmızı yıldız gerçek episantır konumunu; sarı yıldız ise kestirilen konumu göstermektedir.

Figure 3. Contour maps of RMS values and the estimated epicenters in case an earthquake occurred in (x = 0 km, y = 0 km), near (x = 50 km, y = 50 km) and far (x = 100 km, y = 100 km) from the networks having three different geometries for h = 30 km. While red star denotes real epicenter, yellow star shows estimated one.



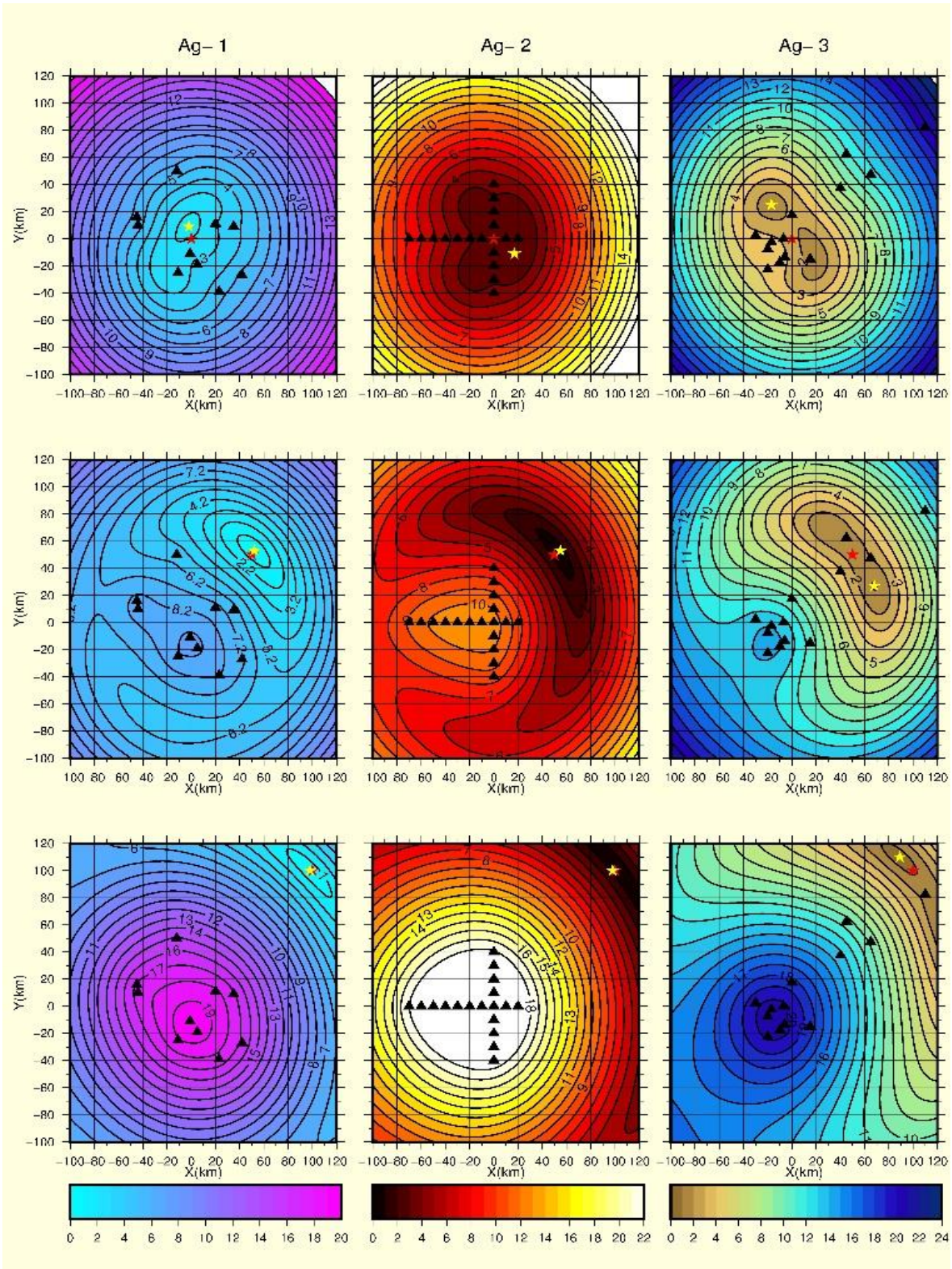
Şekil 4. Depremlerin (h = 0 km) üç ayrı yapay sismik ağın; içinde (x = 0 km, y = 0 km) , kenar kısmında (x = 50 km, y = 50 km) ve uzağında (x = 100 km, y = 100 km) olma ve gürültülü veri durumlarına göre *RMS* kontur haritaları ve episantır kestirimleri. Kırmızı yıldız, gerçek episantır konumunu; sarı yıldız ise kestirilen konumu göstermektedir.

Figure 4 Contour maps of RMS values and the estimated epicenters in case an earthquake occurred in (x = 0 km, y = 0 km), near (x = 50 km, y = 50 km) and far (x = 100 km, y = 100 km) from the networks having three different geometries for h = 0 km in the case of using data with noise. While red star denotes real epicenter, yellow stars show estimated one.



Şekil 5. Depremlerin (h=30 km) üç ayrı yapay sismik ağın; içinde, kenar kısmında ve uzağında olma ve gürültülü veri kullanılması durumlarına göre *RMS* kontur haritaları ve episantır kestirimleri. Kırmızı yıldız, gerçek episantır konumunu; sarı yıldız ise kestirilen konumu göstermektedir.

Figure 5. Contour maps of RMS values and the estimated epicenters in case an earthquake occurred in, near and far from the networks having three different geometries for h = 30 km in the case of using data with noise. While red star denotes real epicenter, yellow star shows estimated one.



Şekil 6. Depremlerin (h=30 km) üç ayrı yapay sismik ağın; içinde, kenar kısmında ve uzağında olma ve gürültülü veri kullanılması, ortam hızının ve deprem oluş zamanının yanlış kullanılması durumlarına göre *RMS* kontur haritaları ve episantır kestirimleri. Kırmızı yıldız gerçek episantır konumunu; sarı yıldız ise kestirilen konumu göstermektedir.

Figure 6. Contour maps of RMS values and the estimated epicenters in case an earthquake occurred in, near and far from the networks having three different geometries for h = 30 km in the case of using data with noise and assigning faulty values for both velocity and origin times. While red star denotes real epicenter, yellow star shows estimated one.

Bu durumda (1) ve (2) ifadelerine *z* derinlik parametresinin de eklenmesi gerekmektedir. İşlem hacmini ve süresini daha da aşağı düşürmek için yukarda açıklandığı şekilde kabaca bir episantır koordinatı kestirildikten sonra hem grid açıklığı hem de derinlik aralığı gittikçe küçülterek ardışık çözümler yapılıp en küçük *RMS* değerine sahip nokta konumu bulunmaktadır.

Tablo 3'te üç farklı ağ için farklı konumlarda meydana gelen yapay depremlerin Vp = 6.0 km/sn yerine Vp = 5.8 km/sn kullanılması, t_0 = 0.30 yerine t_0 =0.20 sn kullanılması ve verideki sinyal gürültü oranın 0.20 olması durumlarında GA yöntemi ile yapılan hiposantır kestirimleri yer almaktadır. Beklendiği gibi hiposantır koordinatlarının kestirimlerinde bir takım hatalar yer almakta olup bunların çoğu kabul edilebilir düzeydedir.

Tablo 3 incelendiğinde, genelde odak derinliği için yapılan kestirimlerdeki hataların, episantır koordinatları için yapılan kestirimlerindeki hatalardan biraz daha büyük olduğu görüle bilinmektedir. Diğer taraftan, hiposantır konumu belirme işlemine ilk başlarken, kestirilen deprem episantır koordinatlarındaki hata miktarının hiposantır konumu kestirimlerindeki miktarlara göre çok az olduğu ve neredeyse gerçek episantır konumlarının elde edilebilindiği tespit edilmiştir. Diğer taraftan, ideal koşullarda tüm deprem konumları bu yöntem ile gerçek değerlere karşılık gelecek şekilde tam olarak belirlenebilmiştir.

4 Gerçek deprem verisi kullanılarak hiposantır konumlarının GA yöntemiyle kestirilmesi

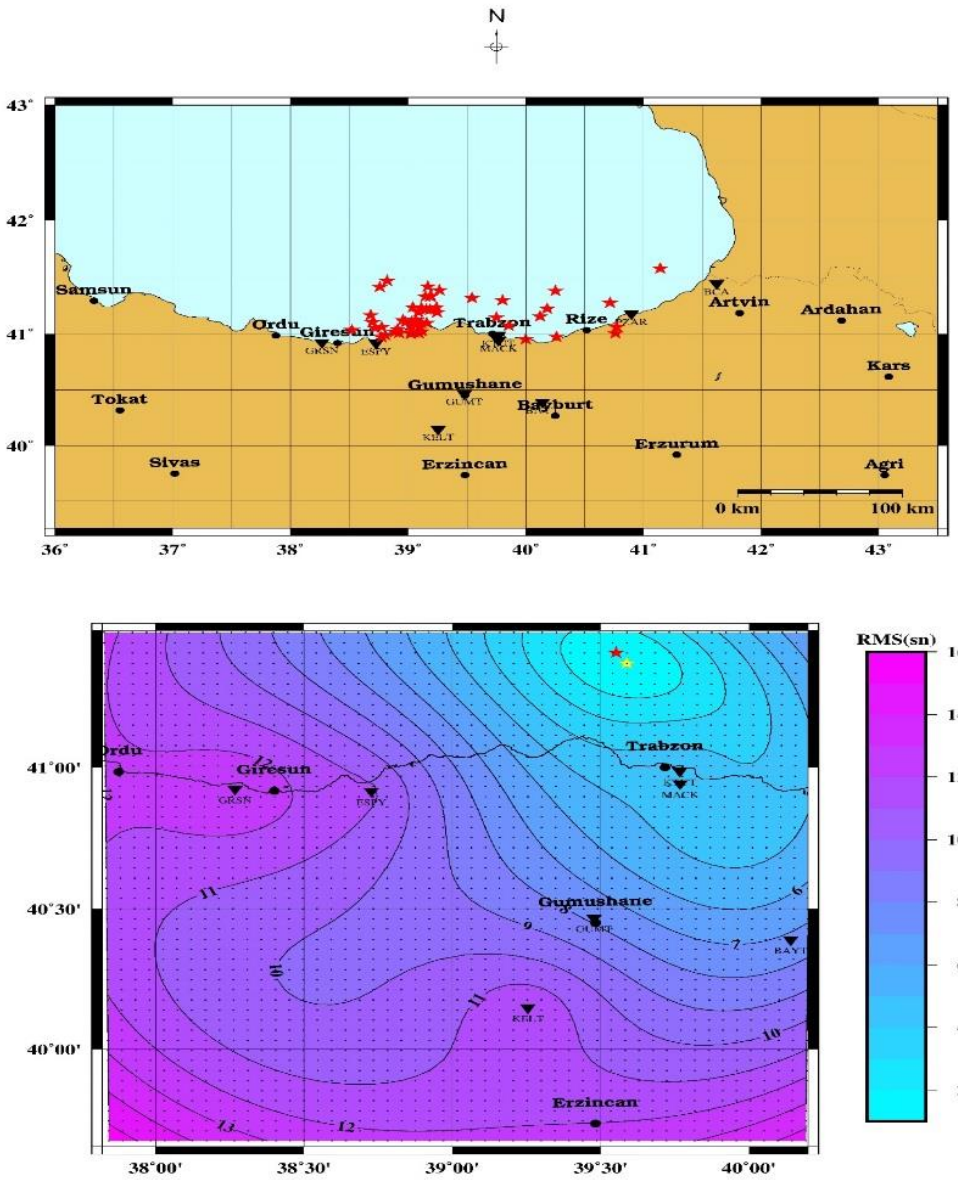
Yapay depremler için deprem konumlarının belirlenmesinde yöntemin etkinliğinin irdelenmesinden sonra, elde edilen deneyimlerle yöntemin gerçek depremler için uygulanması amacıyla, Doğu Karadeniz'de kıyıya yakın denizde oluşmuş bazı depremler seçilmiştir. 2000-2010 yılları arasında özellikle denizde oluşmuş depremler arasından sadece *Pg* ve *Sg* faz okumalarını içeren ve konumları sismoloji merkezlerince klasik yöntemi kullanarak tespit edilmiş olunan 54 adet deprem seçilmiştir (Şekil 7 üst). Böylelikle her iki yöntemin sonuçlarını birbiriyle kıyaslama olanağı doğmuştur. Seçilen depremler, karadaki ulusal istasyonların dağılımına göre ağın hemen dışında yer almaktadır (Şekil 7 üst). Deprem verisi EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre)'den alınmıştır. Veriye uygun bir istasyon düzeltmesi uygulanmıştır. Yöntemin gerçek veri üzerine uygulanmasına ait bir örnek olarak, Şekil 7'de alttaki şekilde, 16/10/2008 (11:08:32.2) tarihinde oluşmuş bir deprem (M_D=3.1) için elde edilen *RMS* değerleri kontur dağılımı, klasik yöntemle (kırmızı yıldız) ve GA yöntemiyle elde edilen episantır koordinatları (sarı yıldız) ve grid noktaları konumları yer almaktadır. Şekilden görüldüğü gibi *RMS* değerleri konturlarının şekilsel değişimleri iç içe küresel bir dağılım olmaktan ziyade elipsoidal bir dağılma sahiptir. Dolayısıyla bu durum, istasyon geometrilerinin bu yöntemle konum belirleme üzerinde muhtemelen az da olsa olumsuz bir etkisi olduğuna işaret edebilir. Ayrıca bu durumun, "genelleştirilmiş ters çözüm" yöntemi ile klasik deprem parametreleri belirlenmesi işleminde çözüm parametrelerine ait kovaryans matrisinin diyagonal elemanları dışındaki elemanların sıfırdan farklı olmasına karşılık geldiği şeklinde düşünülebilir. Diğer taraftan, bu deprem için istasyonlara olan varış zamanları ve hiposantır mesafelerinden yararlanarak hesaplanan ve bölge için benimsenen ortalama hız değerleri Vp=5.45 km/sn. ve Vs= 3.14 km/sn. olarak bulunmuştur. Tüm verilerin kullanılmasıyla da bölgenin bir boyutlu hız modeli olarak Vp=6.0 km/sn. and Vs=3.34 km/sn. değerleri elde edilmiştir. Klasik yöntemle bu deprem için Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından tespit edilen hiposantır koordinatları X_0= 38.6820°, Y_0=41.1650° ve h_0= 10.0 km olup, GA yöntemiyle kestirilen koordinatlar ise; X= 38.72484°, Y= 41.10265° ve h= 23.53 km'dir. Yapılan iki kestirimden elde edilen iki hiposantır arasındaki fark yaklaşık 22 km'dir. Görüldüğü gibi episantır konumlarının kestirimleri odak derinliği kestirimlerine göre birbirine çok daha yakındır (Şekil 7 alt).

GA yönteminin gerçek deprem verisi üzerinde uygularken ilk önce yatay yönde kaba grid açıklığı (mesela 4 km) ile kabaca bir episantır koordinatı hesaplanmakta, daha donra bu episantırı merkez alacak şekilde yatay yönlerde ±20 km uzunluktaki bir alanda düşeyde 2 km derinlik artımlarıyla hiposantır kestirimi yapılmaktadır. Daha sonra yatay ve düşey yönlerdeki artımlar gittikçe yarıya indirilerek en küçük *RMS* değerine sahip nokta konumu, bir önceki konum ile aralarındaki mesafe farkı 0.0001km' den eşit veya küçük ve ayrıca elde edilen *RMS* değeri bir önceki adımdan elde edilen değerden küçük olması şartlarına göre belirlenmektedir.

Tablo 3. İdeal olmayan koşullarda üç istasyon ağı için farklı konumlarda oluşan hayali depremlerin GA yöntemiyle hiposantır kestirimleri.

Table 3. Estimations hypocenter locations by Grid Search method for the earthquakes with different locations for three different networks in non-ideal conditions.

Ağlar	Gerçek Deprem Koordinatları (km)			Kestirilen Deprem Koordinatları (km)		
	X	Y	Z	X	Y	Z
Ağ 1	0	0	5	-0.25	0.156	2.25
	-15	15	10	-14.75	14.5	7.5
	-45	45	25	-43	42.65	26.31
	82	95	35	76.40	91.90	41.03
Ağ 2	-2	5	2	-2.62	4.81	1.75
	13	-17	20	11.343	-16.43	20.31
	50	70	30	45.71	65.92	37.25
	75	90	40	71.15	87.53	41.125
Ağ 3	7	62	8	9.06	58.82	12.93
	15	75	17	16.98	70.89	21.25
	65	95	22	65.7	88.875	27.0
	-90	90	45	-85.96	90.343	41.218



Şekil 7. Seçilmiş bazı Doğu Karadeniz depremlerinin sismolojik merkezlerce belirlenmiş episantırları (üstte) ve 16.10.2008 tarihli depremin GA yöntemiyle çözümü (altta). Kırmızı yıldız, sismoloji merkezince kestirilen episantırı; sarı yıldız ise bu yöntemle kestirilen episantırı ifade etmektedir. Siyah noktalar grid noktalarının yerini göstermektedir.

Figure 7. Epicenters locations of some selected earthquakes occurred in the Black Sea region via seismological centers (upper) and the solution obtained by Grid Search method for an event occurred in 2008.10.16 (lower). While red star denotes epicenter determined by seismological centers and yellow star shows epicenters estimated by the present method. Black points show grid nodes.

Ayrıca bu amaçla yazılan FORTRAN programında işlemler Kartezyen koordinatlarında yapıldığından coğrafik koordinatlardan Kartezyen koordinatlara ileri ve geri geçişler, genelleştirilmiş ters çözüm yöntemi kullanarak deprem konumlarını belirleyen HYPOCENTER [13] adlı bir FORTRAN programın ilgili alt programları kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Şekil 8'de GA yöntemi (mavi daireler) ve klasik yöntem (kımızı daireler) ile konumları belirlenmiş 54 depremin episantırları (üsteki şekil) ve kuzey-batı ve güney-batı yönünde 3B çizilen perspektif görünümlü 3B şekiller hiposantır konumları (altta) yer almaktadır. Dikkat edilirse genelde depremlerin bu yöntemle ve klasik yöntemle elde edilen episantırları birbirine çok yakın olduğu görülür. Odak derinlikleri için yapılan kestirimler için ise elde edilen farklılıklar biraz daha büyük olmuştur. Buna benzer sonuçlar, yapay veriler üzerindeki uygulama sonuçlarında da elde edilmiştir.

Her iki yöntemle elde edilen hiposantır konumları arasındaki farkı daha iyi görebilmek için her iki konum arasındaki hiposantral mesafeler hesaplanmış ve 54 adet deprem için

konum farklılıkları Şekil 9'da çizilmiştir. Şekil 9 incelendiğinde depremler arasında en büyük konum farklılığı değerinin yaklaşık 60 km, en küçük farkın ise 1 km'den daha az olduğu görülmektedir. Birçok deprem için hiposantır konum farkı yaklaşık olarak 5 km civarındadır.

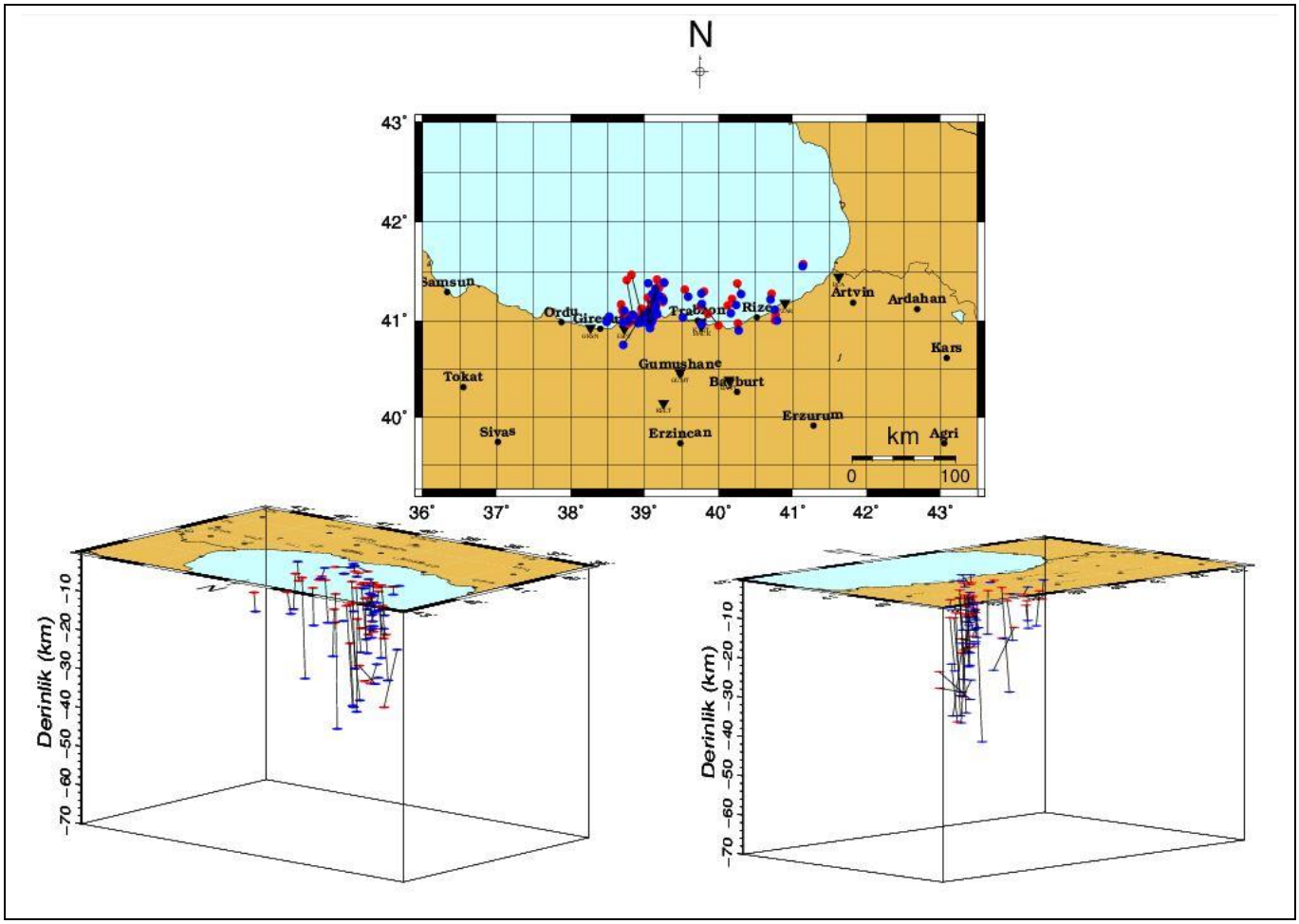
Diğer taraftan bir depremin aynı klasik yöntemi kullanan birden fazla sismoloji merkezinin yaptıkları deprem konumu kestirimleri arasında da oldukça farklılıklar görülmektedir. Bu duruma örnek olarak bu çalışmada seçilmiş depremlerden birisi olan 20.10.2008 (23:22:14.1) tarihli deprem için farklı sismolojik merkezlerce ve bu yöntemle yapılan hiposantır kestirimleri verile bilinir (Tablo 4).

Tablo 4'te yer alan sismolojik merkezlerin kodları; ISK: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, DDA: AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı, NEIC: National Earthquake Information Center, USA, OBN: Obninsk Kaluzhskaya Oblast, Russia anlamlarına gelmektedir. Bu depreme ait veri ve aynı zamanda bu depreme ait diğer sismolojik merkezleri tarafından yapılan hiposantır kestirimleri de EMSC'den alınmıştır.

Tablo 4. 20.10.2008 tarihli depremin bu yöntemle (GA yöntemi) ve bazı sismoloji merkezleri tarafından belirlenen hiposantır koordinatları.

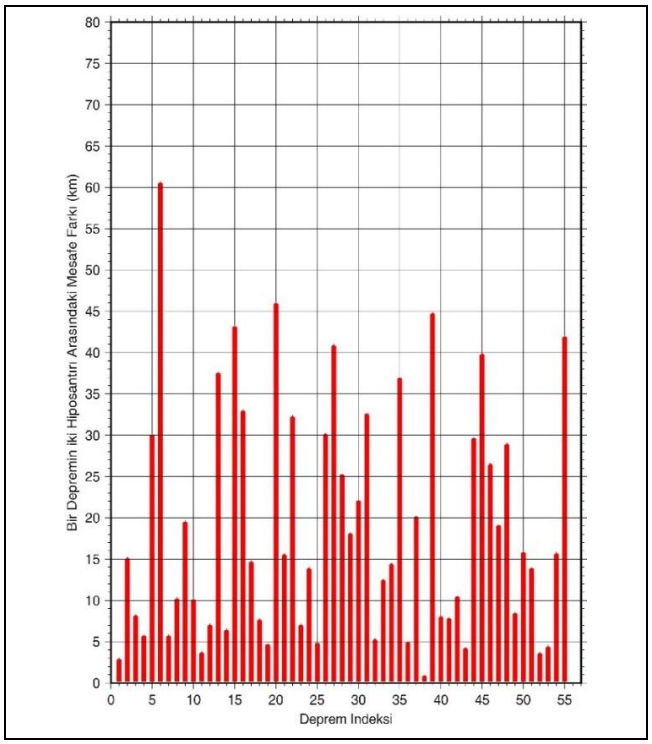
Table 4. Hypocenter coordinates of an earthquake occurred on the date of 2008.10.20 by this method (GA Method) and by the some seismological centers.

Sismolojik Merkezler	Enlem	Boylam	Derinlik (km)
GA Yöntemi	41.38182°	39.04852°	36.0
ISK	41.3290°	39.1870°	20.0
DDA	41.2923°	39.0472°	5.8
NEIC	41.4920°	39.1920°	5.0
OBN	41.4910°	39.0470°	10.0
EMSC	41.5189°	39.1923°	5.0



Şekil 8. Seçilmiş 54 depremin klasik çözüm (kırmızı daireler) ve GA yöntemi (mavi daireler) ile belirlenmiş episantır koordinatları (üstte) ve iki farklı doğrultuda hiposantır konumlarının perspektif görünümleri (altta).

Figure 8. Epicenter locations for selected 54 earthquakes by Grid Search method (blue solid circles) and by classical method (red solid circles) (upper) and the perspective views of hypocenters in two different directions.



Şekil 9. Seçilmiş 54 depremin GA yöntemi ve klasik yöntemle belirlenmiş hiposantır konumları arasındaki farklılıklar.

Figure 9. Spatial differences between hypocenter locations determined by both this method (GA Method) and classical one.

Hem episantır koordinatlarında ve hem de odak derinliklerinde oldukça bariz farklılıkları vardır (Tablo 4). Genelde klasik yöntemle yapılan odak derinliği kestirimlerinde episantır konumuna göre problemin doğasından dolayı daha fazla hata yapıla bilinmektedir. Tablo 4'ten görüldüğü gibi bir deprem için yapılan konum kestirimleri arasında farklılıklar olabilmekte ve farklı merkezlerce yapılan kestirimdeki bu farklılık bazı durumlarda daha da büyük olabilmektedir. Bu durumda hangisinin gerçek deprem konumu olduğuna ve bu yöntemle yapılan kestirimlerin kıyaslanması için referans olarak hangisinin seçileceğine karar vermek oldukça zordur. Şekil 9'da iki hiposantır arasındaki konumsal farklılık hesaplanırken bu yöntemle bulunan değere en yakın çözüm değeri referans alınmıştır. Diğer taraftan, genel olarak konum belirlemede yapılan hata miktarı yerel depremleri için 10 km ve dünya çapında depremler için 50 km civarında ise başarılı bir kestirim olduğu düşünülmektedir [10]. Bu durumlar göz önüne alındığında seçilen çoğu deprem için konumlarının GA yöntemiyle başarılı bir şekilde kestirildiği söylenebilir.

5 Sonuçlar

Bu çalışmada, deprem konumlarının belirlenmesinde en çok kullanılan klasik yöntemlere göre daha az kullanıldığı düşünülen "Grid Arama" yönteminin, farklı istasyon ağları geometrilerine ve değişik durumlara göre deprem episantır ve hiposantır konumu belirlemesi üzerindeki etkileri irdelenmiştir. İlk önce yapay modeller üzerinde yöntemin etkinliği araştırılmış ve elde edilen deneyimle yöntem, gerçek depremler üzerinde uygulanmıştır. Bu amaçla ilk önce farklı ağ geometrisine sahip üç ayrı yapay sismik ağ seçilmiştir. Ayrıca depremlerin sismik ağların; merkezinde, hemen dışında veya kenarında ve ayrıca dışında olma durumları irdelenmiştir. Bu üç farklı sismik ağ ve üç farklı geometrik durum için; verinin gürültülü olması veya olmaması, oluş zamanının yanlış tespit edilmesi ve ortam hızının yanlış belirlenmesi durumları da yöntemin etkinliği acısından incelenmiştir.

İlk olarak yapay modellerde depremin yüzeyde (yeryüzünde) olduğunu durumda episantır kestirimleri yapılmıştır. Verinin gürültüsüz ve çözüm için gerekli diğer parametrelerin bilindiği ideal koşullarda yapay deprem episantırları GA yöntemiyle tam olarak belirlene bilinirken, odak derinliğinin işin içine girdiği durumda episantır kestirimlerinde hatalar oluştuğu tespit edilmiştir. Depremlerin odak derinliği arttıkça, episantır kestirimlerdeki hataların daha da arttığı tespit edilmiştir. Ayrıca, istasyon ağlarının geometrik şekillerinin *RMS* konturlarının dağılımı ve dolayısıyla çözüm üzerinde etkisi olduğu görülmüştür. Bu yöntemde, daha iyi bir çözüm elde edilmesi demek; eş *RMS* kontur değerlerin bir minimum değerden büyük değerlere doğru dairesel çizgiler halinde hızlıca artması anlamına gelmektedir. Örneğin, incelenilen tüm sismik ağlar için depremlerin istasyon ağının dışında olması durumunda, konturların elipsoidal bir dağılım gösterdiği ve böylece, çözümün ağ içindeki istasyon dağılımı geometrisinden muhtemelen etkilendiği söylenebilir. Diğer taraftan, genel olarak GA yönteminin, ağdaki istasyonların mekânsal olarak birbirine göre eşit bir dağılım gösterdiği ve ayrıca, depremin çok dağınık olmayan bir istasyon ağından oldukça uzakta olduğu gibi durumlarda daha başarılı olduğu tespit edilmiştir.

Gürültülü yapay veri kullanıldığında yüzeysel depremlerin episantır kestirimleri ile gürültüsüz veriyle elde edilen kestirim değerler arasında kayda değer bir fark olmadığı bulunmuştur. Odak derinliğinin var olması, diğer bir değişle depremin hiposantırı söz konusu olduğunda, gürültülü veri ile GA yöntemi ile deprem konumları belirlenmesinde, üç ayrı sismik ağ geometrisinin farklı etkileri olduğu izlenmiştir. Kısaca özetlemek gerekirse; ağdaki sismik istasyonlar deprem konumuna göre ne kadar bir arada (kompakt) iseler deprem kestirimdeki hata miktarı o derece azalmaktadır. Homojen bir istasyon dağılımına sahip ağ için çok daha az bir hatayla deprem konumları belirlene bilinmiştir.

İncelenilen son durum ise normal olarak deprem konumu belirlenmesi ile ilgilenen her araştırmacının karşılaşabildiği; yer içi hız bilgisinin ve deprem oluş zamanının yanlış belirlendiği ve verinin belli oranda gürültü içerdiği durumdur. Üç farklı ağ ve farklı yapay deprem konumları için GA yöntemiyle elde edilen sonuçlar bir önceki durumda elde edilenlere benzerdir. Yani bir deprem, istasyon ağından ne kadar uzakta meydana geliyorsa bu yöntem ile deprem konumu (hiposantır) daha başarılı bir biçimde kestirilmektedir. Diğer taraftan Tablo 3'ten de görüleceği gibi ideal olmayan koşullarda bu yöntemle kabul edilebilir ölçekte hata miktarlarıyla deprem konumları başarıyla kestirile bilinmiştir. Özellikle depremlerin istasyon ağının dışında olduğu durumlarda başarı daha da yüksek olduğu tespit edilmiştir. Diğer taraftan işlem zamanından kazanmak amacıyla ilk önce kaba grid aralığı seçilerek bir kabaca episantır belirlenip, sonrasında grid aralığı hem yatay hem de düşey yönde kısaltılarak ardışık olarak gerçek çözüme ulaşma şeklinde bir yaklaşım sergilenmiştir.

Yapay modellerden elde edilen deneyimlerin ışığı altında GA yöntemi gerçek veriler üzerinde uygulanmıştır. Gerçek veri olarak, 2000-2010 yılları arasında meydana gelmiş depremler arasından Doğu Karadeniz'de kıyıya yakın denizde oluşmuş ve sadece Pg ve Sg faz okumalarına sahip depremler seçilmiştir. Bu depremlerin sismoloji merkezleri tarafından konumlarının

klasik yöntemle belirlenmiş olması, bu yöntemle elde edilen değerlerin kıyaslanmasına olanak sağlamıştır. Depremlerin hiposantır mesafelerinden ve seyahat zamanlarından belirlenen bölge için ortalama hız modeli Vp=6.0 km/sn and Vs=3.34 km/sn dir. Diğer taraftan bir depremin konumu belirlenmesinde aynı yöntemi kullanan farklı sismolojik merkezlerce bile zaman zaman oldukça farklı değerler bulunabilmektedir. Bu nedenle bu yöntemle kestirimlere en yakın olarak belirlenmiş konum değerleri referans olarak alınmıştır.

Gerçek deprem verileri üzerinde yapılan işlemler sonucunda (Şekil 10) genel olarak söylemek gerekirse; depremlerin bu yöntemle ve klasik yöntemle episantır konumları kestirimleri arasındaki farkların, odak kestirimleri arasındaki farklara göre çok daha az olduğu tespit edilmiştir. Dolayısıyla episantır kestirimleri hiposantır kestirimlerine göre çok daha başarılı olduğu söylenebilir.

Örneğin üzerinde işlem yapılmış 54 deprem arasında en düşük hiposantır farkı yaklaşık 0.35 km, en büyük fark ise 60 km olarak elde edilmiştir. Genel olarak 54 deprem için ortalama hiposantır konum farkı 5 km civarında olup bu değer ise Doğu Karadeniz depremlerin kestiriminde GA yönteminin oldukça başarılı olduğunu gösterir. Çözümde karşılaşılan bazı büyük hiposantır farkına sahip çözümlerin, bazı istasyonların farklı gürültü seviyelerine kayıt yapmış olmasından dolayı meydana gelmiş olabilir. Klasik yöntemlerle de yapılan deprem konumu kestirimlerinde aynı yöntem olmasına rağmen bazen büyük farklılıklar görüldüğü göz önüne alındığında 60 km'lik hiposantır farkının çok büyük bir değer olmadığı fakat GA yönteminin bu deprem için, klasik yöntemle yapılan konum kestirimi doğru olduğu kabul edilirse, çok fazla doğru bir sonuç vermediği düşünülebilir.

Sonuç olarak, özellikle depremleri istasyon ağından çok uzakta olduğu durumlarda "genelleştirilmiş ters çözüm" yöntemine dayalı Geiger yöntemi çoğunlukla başarısız olurken, GA yöntemi oldukça başarılı sonuçlar verdiği bu çalışma ile ortaya konulmuştur. Ayrıca model çalışmaları sonucunda tüm koşullarda çok büyük hatalar olmaksızın deprem konumlarının elde edilebildiği gözlenmiştir. Bu nedenle, istasyon ağı dışında deprem olması durumu gibi klasik yöntemlerle çözümü sorunlu olan bazı özel durumlarda, GA yönteminin klasik yöntemlerle birlikte kullanılmasının çözümün güvenirliğini oldukça artıracağı düşünülmektedir. Diğer taraftan, yapay modeller üzerinde elde edilen deneyimler sonucunda; ortam hızının ve oluş zamanının, gerçek değerlerinden ne kadar büyük seçilmiş ise GA yönteminde yapılan kestirimlerindeki hata miktarı o kadar artmakta olduğu gözlenmiştir. Bu çalışma ve elde edilen sonuçlar ile bu konuda gelecekte yapılacak çalışmalar için iyi bir rehber olacağı düşünülmektedir. Ayrıca bu yöntemle yapılan deprem konumu kestirimlerinin iyi bir başlangıç kestirimi olabileceği ve sismolojik merkezlerce yaygınca kullanılan "genelleştirilmiş ters çözüm" yöntemi için de çok ideal bir başlangıç modeli olarak kullanılabileceği de aşikârdır.

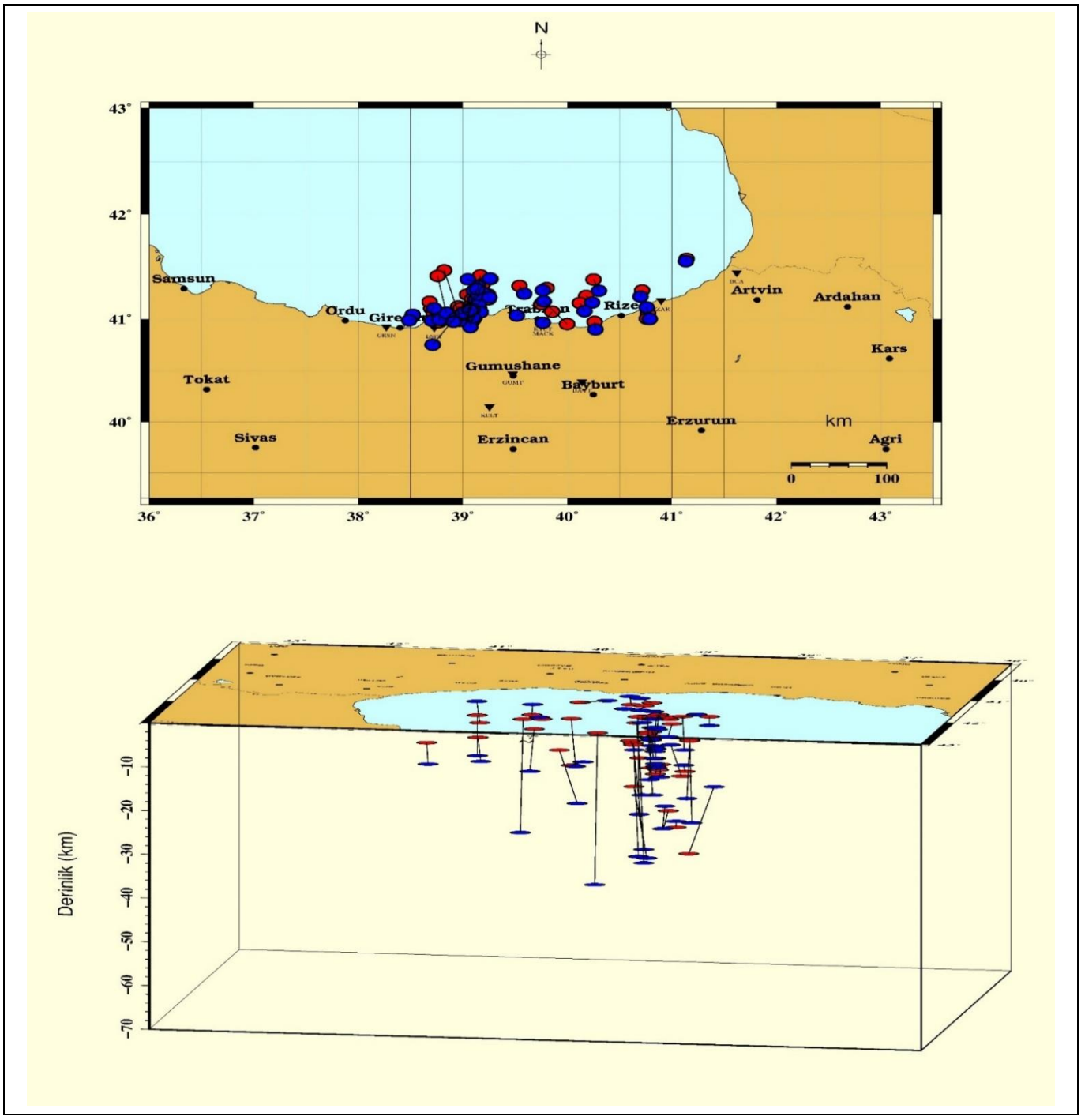
6 Conclusions

In this study, Grid Search method which is known less popular in usage than the classical method mostly used in location problem has been investigated its efficiency on determination of both epicenter and hypocenter locations for different seismic networks and also for different situations. Firstly, the performance of this method has been inspected on the synthetic models, then it has been performed on real earthquake data via the obtained experiences on the models. For this purpose, firstly, it has been decided on three different synthetic seismic network with diverse geometries. Furthermore, it has been also investigated the cases that earthquakes occur in, beside and far from the network. It has been also searched the performance of this method on the other cases that using noisy data and data with no noise, assigning faulty origin times, selecting a velocity value that far from the real one for the three networks.

In the first case, epicenter locations were estimated for earthquakes occurred in earth surface for synthetic models. While the epicenter location could be determined successfully when we use the data without noise and in ideal conditions that the other earthquake parameters are well known for the solution, it was found out there are some uncertainties occurred in the epicenters estimation if an event has a focal depth. It was discovered that the uncertainties in epicenter estimation were increased much more while the focal depth was increased. In addition, it was observed that different geometries of the networks have an effect on the RMS contours distribution of figures so they have also effect on the solution. When RMS contours are growing rapidly and circularly by moving away from the minimum value, a better solution has been obtained than when RMS grows slowly. For example, if studied earthquake is outside of the seismic networks, it can be said that the RMS contours distribution has an ellipsoidal shape and thus the solution is probably under the influence of the station patterns in the seismic network. On the other hand, generally speaking, it has been found that grid search method is more successfully worked when an earthquake is quite far away from a network where the stations are not too many scattered or/and for a network with the stations located uniformly. It was found that there is no significant difference in the epicenter estimations between the cases that using noisy data and noiseless data for the earthquakes occurs very shallow depths. In the case of hypocenter i.e., an earthquake has a focal depth, it was observed that the geometries of three networks have effects on the location estimations of the earthquakes when noisy data was used in the implementation of GA method. Shortly, more compact station distribution considering the event location, lesser uncertainties in the solution. The earthquake locations can be determined with a less minimal uncertainty for a network has a homogeneous station distribution.

The last case investigated that can be normally faced by researcher who deal with location problem is assigning a faulty value for both velocity and origin time for an earthquake and using the data with a certain signal/noise ratio in this method.

The attained results are similar to the ones obtained in previous cases for both different network geometries and the earthquakes occurred different hypothetical locations. That is to say that earthquake's location were estimated lesser ambiguity when they were located at a greater distance from the network. On the other hand, as seen in Table 3, earthquake locations were able to estimate with a reasonable amount of uncertainty in nonideal conditions. Particularly, if earthquakes are located outside of the networks, more successfully locations estimations were obtained. On the other hand, for the sake of time-consuming of the implementation process, firstly a rough epicenter location was estimated by using a coarse grid spacing, then hypocenter was estimated for a limited region involving the epicenter by decreasing grid spacing less and less both in horizontally and vertically.



Şekil 10. Seçilmiş 54 depremin geleneksel çözüm (kırmızı daireler) ve GA yöntemi (mavi daireler) ile belirlenmiş episantır koordinatları(üstte) ve yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda hiposantır konumlarının perspektif görünümleri (altta).

Figures 10. Epicenter locations for selected 54 earthquakes by Grid Search method (blue solid circles) and by the conventional method (red solid circles) (upper) and the perspective view of hypocenters locations in approx. N-S direction (lower).

In the view of the obtained experiences to the synthetic models, GA method was applied to real earthquake data. Real earthquakes that occurred near the coast of the eastern Black Sea, between 2000 and 2010, 54 earthquakes that had both Pg and Sg phase readings were selected for a case study. The locations the events that had been previously estimated by seismological centers using classical method were compared with the ones obtained by the GA method in terms of improvements to the quality of the locations. The optimal velocity model is Vp=6.0 km/s and Vs=3.34 km/s via utilizing and evaluation both hypocentral distances and travel times of the earthquakes On the other hand, it can be a number of different solutions from various seismological centers even for the same earthquake. So the closest one among the solutions had been estimated by the centers was chosen reference solution for a comparison.

Generally speaking, upon the obtained experiences and all processes on the real earthquake data (fig. 10), it has been found that the differences on epicentral estimations between by this method and the classical method are lesser than the differences on focal depth estimations. So the epicenter estimations are much more successful than the hypocenter ones. For examples, while the lowest differences between two estimated hypocenters is 0.35 km, the maximum difference is 60 km for the 54 earthquakes which were processed. Generally, the average difference is 5 km for 54 earthquakes, so it shows that the GA method was fairly worked out in the estimation of the location of the earthquakes occurred in the Eastern Black Sea Region.

A few big differences in hypocentral estimation that we met in the location process had to be due to the recording the data from the some stations with different noise levels. Considering that sometimes big differences in the location estimations by other agencies utilizing even same method can be occurred, although the amount 54 km in hypocenter difference is not a big value, but it can show us that the GA method could not yield a satisfactory result for this estimation.

As a conclusion, this study exposed that it was yielded successful results while the Geiger method based on Generalized Inverse was mostly failed in the case of earthquakes occurred far from the network. Furthermore, it was observed that earthquake locations in all conditions could be determined by this method without too much unreasonable error. For this reason, it was thought that assigning this method with the classical ones together will be increased resolution and reliability of the solution in any case of events occurred far from the net that classical method could be failing. On the other hand, based on the experiences on the synthetic models it was found that greater selection of the amounts of velocity and origin times from the real ones, greater uncertainties in the estimations. It was though present study and obtained results will be a good guide for the future studies on this topic. Furthermore, it is obvious that earthquake estimation by this method will be a good initial estimation and will be also used as a good initial model for the generalized method which is mostly used by the seismological center.

7 Teşekkür

Bu makalede yer alan tüm şekiller "Generic Mapping Tools" [14] kullanılarak çizilmiştir.

8 Yazar katkı beyanı

Gerçekleştirilen bu çalışmada Hüseyin GÖKALP fikrin oluşması, tasarımın yapılması, literatür taraması, elde edilen sonuçların değerlendirilmesi, kullanılan malzemelerin, verinin temin edilmesi ve sonuçların incelenmesi, yazım denetimi ve içerik açısından makalenin kontrol edilmesi başlıklarında katkı sunmuştur.

9 Etik kurul onayı ve çıkar çatışması beyanı

Hazırlanan makalede etik kurul izni alınmasına gerek yoktur. Hazırlanan makalede herhangi bir kişi/kurum ile çıkar çatışması bulunmamaktadır.

10 Kaynaklar

[1] Kissling E. "Geotomography with local earthquake data". *Review Geophysics*, 26(4), 659-698, 1988.

[2] Thurber CH. "Hypocenter velocity structure coupling in local earthquake tomography". *Physics Earth Planetary Interiors,* 75(1-3), 55-62, 1992.

[3] Milne, J. *Earthquakes and Other Earth Movements*, Appelton, New York, USA, D. Appleton and Company 1886.

[4] Lee WHK, Lahr JC. "HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes". United States Geological Survey. USA, Open File Report, 75-311, 1975.

[5] Lahr JC, "HYPOELLIPSE: "A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude and First Motion Pattern (Y2K compliant version)". United States Geological Survey, USA, Open-File Report, 99-23, 1989.

[6] Lienert BR, Berg E, Frazer LN. "HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares". *Bulletin Seismological Society of America,* 76(3), 771-783, 1986.

[7] Hartse HE. Simultaneous Hypocenter and Velocity Model Estimation Using Direct and Reflected Phases From Micro Earthquakes Recorded Within the Central Rio Grande Rift, Ph.D. Dissertation, New Mexico Institute of Mining and Technology, Sorocco, New Mexico, 1991.

[8] Sambridge M, Kennett BLN. "A novel method for hypocentre location". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87(3), 679-697, 1986.

[9] Lomax A, Virieux J, Volant P, Berge-Thierry C. *Probabilistic Earthquake Location in 3-D and layered models*. Editors: Thurber CH, Rabinowitz N. Advances in Seismic Event Location, 101-134, Dordrecht, Boston, London, Kluwer Academic Publishers, 2000.

[10] Havskov J, Ottemöller L. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. London, United Kingdom, Springer Science + Business Media, 2010.

[11] Menke W. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory.* 1st ed. New York, USA, Academic Press, 1989.

[12] Anglin FM. "Detection Capabilities of the Yellowknife Seismic Array and Regional Seismicity". *Bulletin Seismological Society of America,* 61(4), 993-1008, 1971.

[13] Lienert BR, Berg E, Frazer LN. "HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares". *Bulletin Seismological Society of America,* 76(3), 771-783, 1986.

[14] Wessel DA, Smith WHF. "Free software helps map and display data". *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 72(441), 445-446, 1991.